UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

LEONARDO CALVETTI

Previsão hidrometeorológica probabilística na Bacia do Alto Iguaçu-PR com os modelos WRF e TopModel

São Paulo
2011

LEONARDO CALVETTI

Previsão hidrometeorológica probabilística na Bacia do Alto Iguaçu-PR com os modelos WRF e TopModel

Tese Apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração
Meteorologia

Orientador:Prof. Dr. Augusto José Pereira Fillho

São Paulo
2011

Nome: Leonardo Calvetti
Titulo: Previsão hidrometeorológica probabilística na Bacia do Alto Iguaçu-PR com os modelos WRF e TopModel

Tese Apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração
Meteorologia

Prof. Dr _____ Instituição:_____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr _____ Instituição:_____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr _____ Instituição:_____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr _____ Instituição:_____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr _____ Instituição:_____
Julgamento: _____ Assinatura: _____

À minha esposa Leila, com amor, respeito e gratidão por sua compreensão, carinho, presença e incansável apoio ao longo do período de elaboração deste trabalho.

AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Augusto pelo ensino, orientação e sábia condução do trabalho contribuindo para meu crescimento científico e intelectual.

RESUMO

CALVETTI, Leonardo **Previsão hidrometeorológica probabilística na bacia do alto Iguaçu – PR com os modelos WRF e TopModel.** 2011. 133 f. Tese (Doutorado) – Instituto

de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

Previsões probabilísticas de precipitação foram obtidas a partir de um conjunto de simulações pelo modelo WRF e utilizadas como condição de contorno no modelo hidrológico TopModel para previsão hidrometeorológica na bacia do Rio Iguaçu, no estado do Paraná. Nas simulações de cheias, durante o período de elevação do volume de precipitação, o erro médio aritmético do conjunto de previsões foi menor que cada um dos membros utilizados nesse conjunto, indicando melhor destreza do conjunto médio em relação a qualquer previsão determinística. Na dissipação dos sistemas precipitantes, alguns membros obtiveram resultados melhores que o conjunto médio e, em geral, as previsões são confluentes. As melhores previsões de precipitação com o WRF foram obtidas com as combinações de microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch, microfísica WSM 5 e convecção de Kain Fritsch e simulações defasadas em 6 horas. As simulações inicializadas em horários mais próximos da ocorrência do fenômeno não garantiram uma melhoria na distribuição de precipitação na bacia. A avaliação do sistema de previsão por conjuntos pelo índice de Brier (IB) e seus termos demonstrou níveis suficientes de confiabilidade e destreza para ser utilizada na maioria dos eventos de precipitação sobre a bacia do rio Iguaçu. Os valores do IB estiveram entre 0,15 e 0,3 com picos isolados. Os valores obtidos para o termo de incerteza estiveram entre 0,1 e 0,25 indicando bons resultados visto que o desejável é o mais próximo de zero. Nos eventos de chuva, o termo de confiabilidade apresentou valores próximos a 0,2 no período da manhã e valores entre 0,3 e 0,4 no período da tarde, com um acréscimo no final da integração. O índice de acerto foi de 60 % a 90 % durante o período de integração (48 horas) para o conjunto médio de previsões e entre 50 a 80% para a previsão determinística. Em todos os horários de simulação o erro de fase foi maior que o erro de amplitude, possivelmente devido aos atrasos da propagação dos sistemas precipitantes e aos efeitos de ajuste das condições físicas iniciais da atmosfera. Os erros de fase e amplitude foram menores na previsão probabilística em todo o período de integração. Assim como na previsão de precipitação, nas simulações de vazão o erro de fase foi maior que o erro de amplitude, indicando que o atraso nas previsões de variação da vazão ainda é o um desafio na previsão hidrometeorológica. Observou-se que o modelo hidrológico é bastante sensível a previsão de precipitação e, portanto, a melhoria das previsões de vazão é diretamente proporcional a diminuição dos erros nas previsões de precipitação.

ABSTRACT

CALVETTI, Leonardo **Probabilistic Hydrometeorological Forecast on Alto Iguaçu Basin with WRF and TopModel Models** 2011. 133 p. Thesis (Ph.D) – Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo. 2011.

Probabilistic forecast of precipitation from WRF model simulations was used as input in hydrological TopModel for streamlines forecast in Iguaçu Basin, Parana, southern Brazil.
The arithmetic error of precipitation ensemble forecast was smaller than each individual member forecast error in the streamflow increase stage. It means the use of ensemble forecast was better than any deterministic forecast. But when the streamflow decreases, the results are confluent and some individual member forecast was better than ensemble. Simulations using Lin microphysical parameterization and Kain Fritsch, WSM 5 and Kain Fritsch and 6h lagged obtained the better results of precipitation over the basin. The use of runs with initial conditions near the precipitation time did not guarantee better results in the distribution of precipitation on the basin. The Brier Score (BS) of the ensemble system demonstrated that the system is very skillful with values between 0.15 and 0.3. Both uncertainty and reliability terms of BS, 0.1 – 0.25 and 0.2- 0.4, respectively, were encouraging for use hourly ensemble forecast of precipitation on the watershed. Ensemble forecast provide high values of hit scores (0.6 to 0.9) than deterministic forecast (0.5 to 0.8) at all period of integration. Due the delay in the forecasts of the precipitation systems, the phase error is predominant over amplitude during all time. Both errors were reduced using the ensemble forecasts. The phase errors in hydrological were greater than amplitude such as precipitation forecasts. Thus, for increase streamflow forecast it should reduced the errors in QPF forecasts.

LISTA DE TABELAS

Tabela 3-1: Parametrizações utilizadas no modelo WRF versão 3.1. para a simulação de precipitação. Todos membros possuem as mesmas parametrizações, exceto microfísica e de convecção cumulus..... 49

Tabela 3-2: Eventos selecionados para as simulações dos conjuntos de previsão. As informações de vazão correspondem a medições realizadas no município de União da Vitória – PR, exutória da bacia de estudo. 54
Tabela 4-1: Definição dos membros do sistema de previsão por conjunto..... 63
Tabela A-1: Descrição dos membros do conjunto de fechamento do modelo de convecção de Grell-Devenyi (Grell e Devenyi, 2004). Há dois grandes grupos, de controle estático e dinâmico seguindo de variações dos parâmetros utilizados nas hipóteses de fechamento. 134
Tabela A-2: Descrição dos esquemas de microfísica disponíveis na versão 3 do modelo WRF. 139

LISTA DE SIGLAS

3D-VAR: three-dimensional variational data assimilation system (sistema variacional de assimilação de dados tridimensionais)
4D-VAR: four-dimensional variational data assimilation system (sistema variacional de assimilação de dados tetradimensionais)

ARPS: Advanced Regional Prediction System (Sistema Avançado de Previsão Regional)
BV: Breeding Vector (Vetor de Realimentação)
CAPE: Convective Available Potential Energy (Energia Potencial Convectiva Disponível)
CAPPI: Constant Altitude Plan Position Indicator (Indicador de Posição do Plano de Altitude Constante)
ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Centro Europeu para Previsões de Tempo de Médio Prazo)
ENKF: Ensemble Kalman Filter (Filtro de Kalman por conjunto)
GDAS: Global Data Assimilation System (Sistema Global de Assimilação de Dados)
GFS: Global Forecasting System (Sistema de Previsão Global)
IPPE:Índice de Previsão Probabilística de Extremos
NCAR: National Centre for Atmospheric Research
NCEP: National Center for Environmental Prediction (Centro Nacional para Previsão Ambiental)
NCL: Nível de Condensação por Levantamento
NE: Nível de Equilíbrio
QPF: Quantitative Precipitation Forecast (Previsão Quantitativa de Precipitação)
RAMS: Regional Atmospheric Modeling System (Sistema de Modelagem Atmosférica Regional)
SIMEPAR: Sistema Meteorológico do Paraná
SIPREC: Sistema Integrado de Precipitação
Td: Temperatura do ponto de orvalho
TSM: Temperatura da Superfície do Mar
WRF Weather and Research Model
ZCAS: Zona de Convergência do Atlãntico Sul

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-1: Gráfico esquemático da qualidade de previsões por conjuntos. Na primeira hipótese, o conjunto possui variabilidade suficiente para reproduzir uma previsão correta. Na segunda hipótese, há uma convergência dos membros do conjunto, porém, indicam uma previsão divergente da observação. Adaptado de Kalnay (2002). 19

Figura 2-1: Ilustração do sistema “breeding vectors” utilizado pelo NCEP na geração de perturbações na previsão por conjunto. Após adicionar perturbações aleatórias à análise, as diferenças entre a previsão de controle e as simulações perturbadas são escalonadas e adicionadas a uma nova análise. Quando essas diferenças se estabilizam (normalmente em 48h) inicia-se o sistema de previsões por conjunto utilizando essas diferenças escalonadas na análise. Adaptado do do Comet Program – Ensemble Forecast Lesson (www.meted.ucar.edu). 24
Figura 2-2: Comparação entre um sistema 3D-VAR e EnKF para obtenção dos erros na análise. Enquanto no sistema 3D-VAR o erro é obtido pontualmente sem conhecer os erros temporais, o método de EnKF tenta estimar por meio de um “background” os erros do dia. Adaptado de Kalnay (2003). 26
Figura 2-3: Ilustração do conjunto de previsão PEARP utilizando o modelo numérico ARPEGE da Meteofrance. Os pontos verdes correspondem aos membros perturbados pela combinação com os métodos “breeding vectors” e vetores singulares. Após a perturbação, os membros são divididos em simulações com diversas parametrizações físicas. Adaptado de (Hagel, 2009)..... 32
Figura 3-1: Topografia do Paraná e Santa Catarina e contorno da bacia do rio Iguaçu (linha vermelha). O rio Iguaçu nasce no leste do Paraná, em Curitiba e deságua no rio Paraná na cidade de Foz do Iguaçu, com uma extensão de 910 km. 37
Figura 3-2: Distribuição das estações meteorológicas e hidrológicas telemétricas no Paraná e área de cobertura do radar no modo quantitativo (circulo). Em laranja estão representadas as sub-bacias sobre o rio Iguaçu onde as análises deste trabalho foram realizadas. Nessa área, o escoamento é totalmente natural, sem represamento. 37
Figura 3-3: Rede de pluviômetros na área de estudo, bacia do Alto Iguaçu. A maior distribuição de pluviômetros ocorre na Região Metropolitana de Curitiba. 39
Figura 3-4: Fotos do Radar Meteorológico Doppler Banda S do SIMEPAR em Teixeira Soares - PR. Nas fotos, a torre (esquerda), antena de 8 m de diâmetro (direita superior). 40
Figura 3-5: Área de cobertura do Radar Meteorológico Doppler do SIMEPAR de Teixeira Soares. O círculo azul representa a área de 200 km de raio em relação ao radar. Nesse alcance são varreduras em 360º em 14 elevações. O círculo verde representa a varredura de vigilância em 360 º com 480 km de raio e uma elevação a 0 º..... 40
Figura 3-6: Ilustração da trajetória dos feixes de energia eletromagnética emitidos pelo radar doppler de Teixeira Soares considerando a refração em uma atmosfera úmida. Na rotina atual de operação o alcance do radar é de 200 km e 14 elevações da antena de 0,5 a 18 º. Na figura, o radar está posicionado na altitude 0 e alcance 0 (canto esquerdo inferior). 41
Figura 3-7: Diagrama de funcionamento do modelo WRF. O modelo é dividido em 4 principais grupos: organização e preparação de dados externos, pré-processamento, núcleo do modelo e pós-processamento. 45
Figura 3-8: coordenada · utilizada no modelo WRF. Próximo a superfície terrestre e diante de grandes variações da topografia a coordenada se adapta ao contorno do terreno. 49
Figura 3-9: Ilustração das áreas de domínio do modelo WRF utilizada para elaboração dos membros de previsão. A área 1 possui resolução horizontal de 15 km e a área 2 de 5 km. 50
Figura 3-10: Representação física do índice topográfico médio e déficit local de armazenamento utilizados no modelo hidrológico TopModel. Reproduzido de Silva e Kobiyama (2007). 52

Figura 3-11: Explicação do diagrama de conjuntos representando a tendência das previsões realizadas pelos membros do conjunto de simulações. Os valores máximos e mínimos representam o valor máximo e mínimo obtido em algum membro do conjunto. A mediana é representada por um traço dentro da caixa vermelha para identificar qual o caminho mais provável as previsões estão seguindo. para onde a maioria das previsões estão seguindo. Os quartis 25% e 75% representam a porção da maioria das simulações. 57
Figura 4-1: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 27 e 28 de outubro de 2005. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite. 66
Figura 4-2: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 05 e 06 de setembro de 2005. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite. 67
Figura 4-3: (a) Refletividade, PPI 0,5º obtida pelo Radar de Teixeira Soares –PR às 23 55 UTC , (b) imagem IR 4 obtida pelo satélite GOES 12 às 23 45 UTC de 04 de setembro de 2005, (c) campo de precipitação horária e (d) pressão ao nível médio do mar à 00 UTC do dia 05 de setembro de 2005 simulada pela rodada de controle do modelo WRF inicializado à 00 UTC de 04/09/2005. 67
Figura 4-4: Precipitação horária do conjunto médio (esquerda) e observada (direita) para 21, 22 e 23 UTC do dia 11 de setembro de 2005. 68
Figura 4-5: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 10 e 11 de julho de 2009. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite. 69
Figura 4-6: (a) Refletividade às 23 46 UTC, PPI com elevação de 0,5 º do Radar de Teixeira Soares – PR, (b) Imagem do canal infravermelho do satélite GOES 12 às 23 45 UTC, ambos em 10/07/2009, (c) e (d) Vento, temperatura e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa às 00 e 03 UTC, respectivamente, em 11/07/2009 do modelo WRF com microfísica de Lin e convecção KF, (e) Refletividade do modelo WRF com microfísica de Lin e convecção KF à 00 UTC DE 11/07/2009 (f) Precipitação acumulada entre 18 UTC de 10/07/2009 e 00 UTC de 11/07/2009 do conjunto médio. 70
Figura 4-7: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 1 e 2 de agosto de 2009. As simulações iniciam à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite. 71
Figura 4-8: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 25 e 26 de abril de 2010. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite. 72
Figura 4-9: Comparação entre 3 simulações com diferentes modelos microfísica com o modelo WRF para a bacia do rio Iguaçu: Lin (esquerda superior), WSM 6 (direita superior) e Thompson (esquerda inferior) e campo de precipitação

integrada, SIPREC (direita inferior). A precipitação está acumulada em 3 horas horária (18 a 21 UTC do dia 01 de novembro de 2007). 74
Figura 4-10: Precipitação média horária para a bacia do Rio Iguaçu simulada pelo conjunto de previsões do WRF para os dias 27 e 28 de julho de 2009 representando os membros do conjunto de simulações. A curva SIPREC (em preto) é a chuva média estimada na bacia por radar, satélite e rede e pluviômetros. Os membros são: 1-Lin/KF, 2-WSM3/KF, 3-WSM5/KF, 4-WSM6/KF, 5-Lin/BMJ, 6-Lin/GrellDevenyi, 7-Lin/Grell 3D, 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h. 75
Figura 4-11: Precipitação acumulada em 6 h, entre 18 e 25 UTC de 11 de setembro de 2009 utilizando a previsão do WRF com a microfísica de Lin e convecção de (a) Kain Fritsch, (b) Grell Devenyi e (c) Betts-Miller-Janjic. Em (d), os dados integrados, pluviômetros, radar e satélite (SIPREC) com o campo de vento da rodada de controle. O modelo foi inicializado à 00 UTC do mesmo dia. 76
Figura 4-12: Precipitação acumulada horária para 06 de outubro de 2005 às 06 UTC. Os campos foram gerados por diferentes parametrizações físicas do modelo WRF pertencentes aos membros do conjunto de previsão inicializado à 00 UTC DE 05/10/2005. 77
Figura 4-13: Desempenho das parametrizações de microfísica e convecção e previsões defasadas em 6, 12 e 18 h. O primeiro conjunto representa parametrizações mais simples, sem graupel; a segunda alternativa abrange as mais utilizadas operacionalmente, enquanto a terceira utiliza microfísica mais complexa de dois momentos. Os números representam, percentualmente, o numero de vezes que determinada combinação obteve o melhor índice de acerto que as demais. 78
Figura 4-14: Campo de precipitação gerado pela rede de pluviômetros, estimativas por radar e satélite (SIPREC) para 29 de setembro de 2009 às 10 00 UTC. 80
Figura 4-15: Campo de precipitação gerado pela simulação de 34 horas para o dia 29 de setembro de 2010 às 10 00 UTC utilizando o modelo WRF com microfísica de Lin e parametrização de convecção de Kain Fritsch. 80
Figura 4-16: O mesmo que a Figura 4-15, porém utilizando microfísica de Lin e convecção de Grell-Devenyi. 81
Figura 4-17: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica de Lin e convecção de Grell 3D Ensemble. 81
Figura 4-18: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica WSM 3 e convecção Kain Fritsch. 82
Figura 4-19: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica WSM 5 e convecção Kain Fritsch. 82
Figura 4-20: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica WSM 6 e convecção de Kain Fritsch. 83
Figura 4-21: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch, com defasagem de 6 h a frente do horário de referência (00 UTC). 83
Figura 4-22: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch.com defasagem de 12 horas a frente do horário de referência (00 UTC). 84
Figura 4-23: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch, com defasagem de 18 horas a frente do horário de referência (00 UTC). 84
Figura 4-24: Evolução da banda de precipitação sobre a bacia do Rio Iguaçu no dia 28 de outubro de 2005 em 3 horários, 14, 15 e 16 UTC. As rodadas foram inicializadas

à 00 UTC do dia 27 de outubro, exceto a rodada das 18 UTC do mesmo dia, mostrada na última linha. 85
Figura 4-25: Evolução da precipitação sobre a bacia do rio Iguaçu as 4, 5 e 6 UTC (colunas) para o dia 08 de setembro de 2009. As previsões foram realizadas com a análise de 00 UTC do dia 07 de setembro, exceto a defasada, que iniciou às 12 UTC do mesmo dia. 86
Figura 4-26: Erro Médio Aritmético (EMA) horário calculado em 32 casos de chuva sobre a bacia do Rio Iguaçu. selecionados em cada horário de 48 horas de previsão... 87
Figura 4-27: Erro médio aritmético dos membros de previsão e conjunto médio (ensemble) para 15 principais eventos de precipitação na bacia do Rio Iguaçu. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. 88
Figura 4-28: Erro Médio Quadrático dos 10 membros de previsão e o conjunto médio (ensemble) para 32 eventos de precipitação na bacia do Alto Iguaçu. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. 89
Figura 4-29: Índice de Brier e termos de confiabilidade, resolução e incerteza para cada horário de simulação. Os índices foram calculados para precipitação acima de 1 mm. 91
Figura 4-30: Termos de confiabilidade, resolução, incerteza e Índice de Brier horário para o conjunto de previsão na classe sem chuva.. 92
Figura 4-31: Termos de confiabilidade, resolução, incerteza e Índice de Brier horário para o conjunto de previsão de precipitação na categoria entre 0 e 5 mm. 92
Figura 4-32: Termos de confiabilidade, resolução, incerteza e Índice de Brier horário para o conjunto de previsão para o valor de 5 e 10 mm. 93
Figura 4-33: Curva ROC (Relative Operating Characteristic) para as previsões probabilísticas horárias sobre a bacia do Rio Iguaçu. A curva foi calculada para 32 eventos de chuva a partir de previsões horárias. 95
Figura 4-34: Erro médio quadrático da amplitude e da fase para previsão determinística e por conjunto médio para previsões horárias na bacia do Rio Iguaçu. 96
Figura 4-35: Índice de Previsão Probabilística de Extremos (IPPE) do conjunto de previsão de precipitação para o dia 24/04/2010. O IPPE (linha) foi calculado com o limiar de 5 mm horários médio na bacia. Com uma pequena defasagem, o IPPE tende a ficar positivo com o aumento da precipitação (barras). 97
Figura 4-36: O mesmo que na Figura 4-35 para o dia 27 de setembro de 2009. 97
Figura 4-37: Desvio médio (viés) entre previsão determinística e o conjunto médio para precipitação horária média na bacia do rio Iguaçu. 99
Figura 4-38: Dispersão entre previsão e observação de precipitação horária media na bacia do Rio Iguaçu utilizando previsão determinística (esquerda) e o conjunto médio (direita). 100
Figura 4-39: Índice de acerto de previsões determinística e probabilística para precipitações ocorridas acima de 1 mm médio horário sobre a bacia do Rio Iguaçu. 100
Figura 4-40: Índice de acerto para previsões determinística e probabilística para precipitações ocorridas entre 0 e 5 mm médio horário sobre a bacia do Rio Iguaçu. 101
Figura 4-41: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel, utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 22/10/2005 a 02/11/2005. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF

defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local. 103
Figura 4-42: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 01/11/2007 a 05/11/2007. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local. 104
Figura 4-43: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 07/09/2009 a 11/09/2009. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local. 105
Figura 4-44: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 10/07/2009 a 18/07/2009. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local. 106
Figura 4-45: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 10/10/2009 a 18/10/2009. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local. 107
Figura 4-46: Erro médio quadrático da amplitude e da fase para previsão determinística e por conjunto médio para previsões de vazão horária na bacia do Rio Iguaçu. Os dados de vazão foram padronizados entre 0 e 1, pois os eventos possuem diferenças muito grandes de amplitude (de 300 a 2000 m^3s^{-1}) 108
Figura A.1.0-1 : Partição da fonte de calor Q em componentes de convecção profunda e para região estratiforme com F=0,2, ou seja, 20 % da precipitação é gerada por convecção em mesoescala. A curva QRe $\neq 0$ assume um perfil de aquecimento radiativo no ambiente de nuvens cumulus. Reproduzido e adaptado de Johnson (1984). 121
Figura A.1.2: Diagrama de energia de uma parcela para convecção livre. A altura de uma parcela é indicada pelo eixo horizontal com a indicação do nível de convecção livre (LFC) e o nível de equilíbrio (LNB). A linha do gráfico corresponde a integral acumulativa de trabalho feito no levantamento da parcela. Os círculos indicam as parcelas. Os processos dinâmicos (DYN) podem variar a CIN e a CAPE enquanto os fluxos de superfície (SURF FLUX) e radiação (RAD) mudam a quantidade de energia livre. Adaptado de Mapes (1997). 122

SUMÁRIO

1. Introdução ... 16
1.1. História da Previsão por Conjuntos ... 20
2. Revisão Bibliográfica ... 23
2.1. Métodos de Previsão por Conjuntos ... 23
2.1.1. Vetores de crescimento (“Bred Vectors”) ... 23
2.1.2. Vetores Singulares ... 24
2.1.3. Sistema de Múltipla Assimilação de Dados ... 25
2.1.4. Perturbações geradas por Funções Ortogonais Empíricas - EOF ... 27
2.1.5. Conjuntos com diferentes parametrizações físicas ... 28
2.1.6. Conjuntos Múltiplos ... 29
2.2. Sistemas de Previsão por Conjuntos no Mundo ... 30
2.2.1. SREF ... 30
2.2.2. Sistema de Previsão por Conjuntos do ECMWF ... 31
2.2.3. PEARP ... 32
2.2.4. Global CPTEC e regional ETA/CPTEC ... 33
2.3. Previsões Hidrológicas por Conjunto ... 34
3. Dados e Metodologia ... 36
3.1. Área de Estudo – Bacia do Rio Iguaçu ... 36
3.2. Dados ... 38
3.2.1. Rede de Pluviômetros sobre a Bacia do Alto Iguaçu ... 38
3.2.2. Radar Meteorológico de Teixeira Soares - PR ... 39
3.2.3. Integração das estimativas de precipitação - SIPREC ... 41
3.3. Modelo Numérico de Previsão de Tempo WRF ... 43
3.4. Modelo Hidrológico TopModel ... 51
3.5. Casos Selecionados ... 54
3.6. Diagrama de Conjuntos (“epsgrama”) ... 56
3.7. Índice de Previsão Probabilística de Extremos (IPPE) ... 57
3.8. Índices Estatísticos de Desempenho ... 58
4. Resultados ... 61
4.1. Definição do Conjunto de Previsões: testes de sensibilidade ... 61
4.2. Análise temporal das incertezas (epsgramas) ... 64
4.3. Desempenho dos modelos de microfísica e convecção ... 73
4.4. Distribuição espacial das previsões de precipitação ... 79
4.5. Índices Estatísticos de Desempenho ... 86
4.5.1. Erro médio aritmético e quadrático ... 87
4.5.2. Índice de Brier e Termos de confiabilidade, resolução e incerteza ... 89
4.5.3. Curva ROC ... 93
4.5.4. Erro de Fase x Erro de Amplitude ... 95
4.5.5. Índice de Previsão Probabilística de Extremos - IPPE ... 96
4.5.6. Previsão Probabilística x Previsão Determinística ... 98
4.6. Uso das previsões de precipitação por conjunto no modelo hidrológico Top Model 102
5. Conclusões ... 109
6. Referências Bibliográficas ... 113
APÊNDICE A: Modelos de Convecção e Microfísica ... 118
A.1 Parametrização de Convecção ... 118
A.1.1 Parametrização de Kain Fritsch ... 123
A.1.2. Parametrização de Betts-Miller-janjic ... 126
A.1.3. Parametrização de Grell-Devenyi ... 132
A.2. Parametrização de Microfísica ... 135

1. Introdução

A previsão quantitativa de precipitação é amplamente utilizada em diversos setores da sociedade com inúmeras aplicações na defesa civil, proteção na geração e transmissão de energia, agricultura e indústria. Dentre as principais aplicações, destacam-se modelos hidrológicos para previsão de níveis de rio, modelos de balanço hídrico para a agricultura e sistemas de previsão de inundação urbana.

Até alguns anos atrás, a previsão de precipitação era utilizada de modo binário, chuva ou não-chuva (McCollor e Stull, 2008). Esta informação era obtida com a previsão da ocorrência de fenômenos meteorológicos sobre a região de interesse. Por meio do conhecimento dos fenômenos e das características termodinâmicas destes, meteorologistas previsores e pesquisadores puderam aperfeiçoar os métodos de previsão distribuindo o prognóstico em categorias que, normalmente, constam de chuva fraca, moderada, forte e extrema, conforme a intensidade típica da região ou do prejuízo causado à atividade de interesse. O desenvolvimento de modelos numéricos de previsão de tempo proporcionou a geração de informações quantitativas de precipitação, embora com destreza ainda insuficiente para a boa parte das aplicações (McCollor e Stull, 2008 Partes I e II). Em alguns casos, os modelos numéricos são utilizados para fornecer prognósticos por categoria, os quais podem ser corrigidos por técnicas estocásticas, ou mesmo, supervisionados por meteorologistas previsores que podem aplicar metodologias de correção em função da destreza das últimas previsões.

Os principais desafios da previsão quantitativa são os prognósticos da quantidade de precipitação e do posicionamento da área de chuva. O primeiro é principalmente relacionado com modelos de microfísica de nuvens e o segundo com o posicionamento dos sistemas meteorológicos, ou seja, com a dinâmica da atmosfera e a qualidade da condição inicial (Jacobson, 1998).

Para melhorar o desempenho das previsões, a assimilação de dados é utilizada para inserir efeitos locais na análise do modelo de modo a permitir alterações na quantidade de umidade na atmosfera e ajustar a circulação dos ventos, principalmente no transporte vertical de calor e umidade (Kalnay et al. 2007). A assimilação de temperatura e vento ajuda a diminuir as superestimativas dos modelos, porém a assimilação de todas as variáveis juntamente com precipitação é mais importante para reduzir os erros na previsão quantitativa de precipitação (Peng, 2004) .

A utilização de modelos de microfísica com maior discretização de hidrometeoros e a quantificação da distribuição de gotas e gelo na nuvem (modelos de 2 momentos, Apêndice A.2), juntamente com modelos de convecção que realizam um melhor consumo da energia potencial disponível para a conversão de chuva, têm melhorado a quantidade de precipitação nos pontos de grade dos modelos de mesoescala (Stensrud, 2007). Mesmo assim, o excesso de parametrizações e a dificuldade na medição da quantidade exata de umidade e do transporte de calor para os níveis baixos e médios da troposfera impedem uma boa previsão quantitativa.

Embora existam diversos experimentos de simulação de nuvens e precipitação utilizando os mais diversos modelos de convecção e microfísica, não há um consenso na escolha das parametrizações físicas, até porque os resultados variam não só de acordo com a região simulada, mas segundo o tipo de fenômeno ocorrido, o volume de precipitação e o tempo de acumulação (Jankov e Gallus, 2005, Stensrud et al., 2000). Além disso, a capacidade de geração de precipitação dos modelos físicos depende da interação com modelos de camada limite e de superfície para estabelecer uma perfeita sinergia entre os fluxos verticais de calor e massa (umidade).

A utilização de duas ou mais previsões determinísticas simultâneas não é novidade na área de previsão meteorológica. Meteorologistas previsores realizam uma análise de destreza por meio do acompanhamento de desempenho do modelo nos últimos dias. Primeiramente, analisa-se a capacidade do modelo em prever a ocorrência de fenômenos nas diversas escalas como sistemas frontais, cavados e sistemas convectivos. A seguir, verifica-se a previsão do ciclo diurno, picos máximos e mínimos de temperatura, pressão atmosférica, umidade específica e campos relativos à circulação tais como linhas de corrente e de energia potencial para convecção, tal como o CAPE. Depois, é feita a verificação do erro de fase, ou seja, se o modelo está atrasando ou adiantando determinada assinatura sinótica ou de mesoescala. Assim, embora a análise seja subjetiva, há um conhecimento desenvolvido dentro dos centros de previsão que permite o uso de um conjunto de previsões e, portanto, um conjunto probabilístico poderá ser facilmente inserido nas metodologias de previsão de tempo e clima.

Com o aumento da capacidade computacional e o avanço das tecnologias de comunicação entre processadores, já é possível realizar simulações em paralelo com diferentes configurações físicas e distintas condições iniciais em tempo hábil para a previsão de tempo operacional. Por isso, a utilização da previsão por conjunto é uma interessante opção para os sistemas operacionais incrementarem sua capacidade de determinação das incertezas nas previsões, substituindo a previsão determinística por probabilística.

No uso de previsão determinística, não há muitas opções para elaborar uma decisão. Os centros operacionais costumam utilizar dois ou três modelos, em geral um ou dois globais e um regional ou de mesoescala. O meteorologista decide utilizar a informação do modelo em função de sua análise do desempenho deste e da metodologia adotada em seu instituto de previsão. A previsão por conjunto utiliza diversas simulações proporcionando uma quantidade maior de informações que devem ser tratadas por alguma metodologia de decisão ou algoritmos de pós-processamento e visualização.

Conforme vários autores (Buizza 2006; Krishnamurti et al., 1999; Lewis, 2005; Palmer e Hagedorn, 2006) um bom conjunto pode ser definido como aquele em que a previsão média esteja próxima da observação, mesmo que a previsão de controle (aquela que seria a determinística) e os membros com dispersão máxima e mínima estejam distantes da observação. Seria definido como um conjunto ótimo aquele em que todas as previsões convergissem para o valor observado. Porém, na prática, esses resultados são visto apenas em situações de tempo estável e movimentos lentos da atmosfera.

Em um conjunto ruim (Figura 1-1), os membros de previsão são confluentes, os máximos e mínimos estão próximos, o conjunto tem pouca dispersão e a previsão é antagônica à observação. Esse resultado é típico de situações em que o conjunto não consegue identificar algum fenômeno, como algum vórtice de altos níveis ou cavados de onda curta. Nesse caso, as diferentes soluções de previsão não possuem dados iniciais suficientes para o desenvolvimento de tais circulações. E, por esse motivo, utilizar um conjunto de previsão com membros de análises defasadas pode melhorar, ou até mesmo resolver, esse tipo de problema (Lu et al., 2007).

O conjunto eficiente (Figura 1-1) permite que haja dispersão nas previsões de modo que o conjunto médio esteja próximo da verdade, mesmo que para isto, seja necessário ter membros constituídos por soluções bem divergentes.

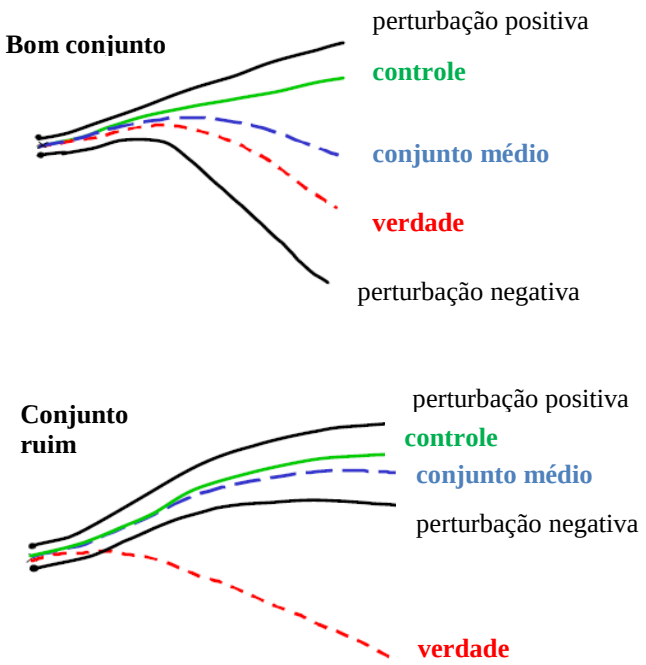

Figura 1-1: Gráfico esquemático da qualidade de previsões por conjuntos. Na primeira hipótese, o conjunto possui variabilidade suficiente para reproduzir uma previsão correta. Na segunda hipótese, há uma convergência dos membros do conjunto, porém, indicam uma previsão divergente da observação. Adaptado de Kalnay (2002).

O presente estudo tem por objetivo analisar e estudar a previsão horária de precipitação, utilizando um conjunto de soluções, para melhorar o índice de acerto e prover uma gama de resultados em um senso probabilístico que permitirá a análise de incertezas na utilização em um sistema de prognóstico hidrometeorológico por meio de sua aplicação em um modelo hidrológico. Os membros do conjunto foram constituídos por simulações com o modelo WRF com diferentes modelos de convecção e microfísica e condições iniciais defasadas temporalmente. Os resultados da gama de soluções foram utilizados no modelo hidrológico TopModel para obter previsão de vazão no rio Iguaçu no município de União da Vitória, onde frequentemente é atingida por inundações. As análises consistiram de avaliações do desempenho do conjunto em um senso probabilístico pelo índice de Brier e curva ROC, de comparações em relação a sistemas determinísticos e de avaliação dos erros de amplitude e fase de ambos prognósticos, de precipitação e de vazão.

1.1. História da Previsão por Conjuntos

Segundo Lewis (2004), Eric Eady escreveu em 1951 no Compêndio de Meteorologia que, se uma perturbação em uma variável meteorológica pode crescer em uma taxa exponencial, a margem do erro na previsão crescerá exponencialmente, enquanto o período de previsão cresce, e esse possível erro pode não ser conhecido se a previsão for determinística. Seria necessário combinar previsão determinística com um ramo estatístico, e num senso mais amplo, os prognósticos seriam expressos em termos de probabilidades.

O texto de Eady coincide com as primeiras previsões realizadas por modelos numéricos de previsão de tempo realizadas nos Estados Unidos, Suécia e Japão. Enquanto as primeiras previsões numéricas lideravam o grande crescimento científico na meteorologia na década de 1950, os estudos voltavam-se aos erros detectados nessas previsões (Lewis, 2004).

Charney (1951) atribuiu as incertezas das previsões às inevitáveis deficiências e erros finitos nas condições iniciais. Mais tarde, em 1963, Lorenz descobriu que o fato da atmosfera, como qualquer outro sistema dinâmico com instabilidades, tem um limite finito de previsibilidade, mesmo se o modelo for perfeito e as condições iniciais conhecidas quase que integralmente (Kalnay, 2002). Esse resultado foi deduzido a partir de um famoso experimento denominado “gêmeos idênticos”: duas rodadas com o mesmo modelo e condições iniciais levemente diferentes. Depois do período de duas semanas de previsão, as simulações apresentaram soluções diferentes como se tivessem percorrido trajetórias aleatórias. No final da década de 50 e início de 60, Lorenz, utilizando programação de baixo nível, ou seja, linguagem de máquina, para melhorar a eficiência dos cálculos do computador Royal – McBee LGP030 (4kb de memória e velocidade de 60 operações por segundo), fez uma simulação com um modelo de 12 variáveis. Os experimentos foram feitos para previsões não periódicas porque na época não poderiam ser previstas por métodos estocásticos. Esses experimentos foram denominados de “Previsões estatísticas de soluções de equações dinâmicas”, algo muito semelhante ao conceito da previsão probabilística dos sistemas atuais.

Depois de meses de experimentos e chamadas do serviço de suporte ao computador para verificar se havia algum problema do equipamento, Lorenz observou que as soluções continuavam divergindo aleatoriamente e, assim, publicou o teorema da previsibilidade: “Sistemas Instáveis tem um limite finito de previsibilidade, e inversamente, sistemas estáveis são infinitamente previsíveis, desde que sejam estacionários ou periódicos. Além disso, Lorenz (1972) reviu os conceitos da previsibilidade e sumarizou a importância da condição inicial como: “Previsibilidade: o bater de asas de uma borboleta no Brasil poderia gerar um

tornado no Texas?”. Esses resultados impulsionaram os estudos sobre caos, previsibilidade, previsão numérica e previsão por conjuntos.

Os meteorologistas previsores treinados da Universidade de Michigan conceituaram a previsão por conjuntos como uma ponderação entre os métodos estocásticos e dinâmicos: “o movimento parte de uma posição inicial sujeito à indeterminação, mas uma vez iniciado, o movimento segue a lei determinística (dinâmica)” (Epstein, 1969). Segundo Lewis (2005), esse conceito é a primeira interação entre os sistemas dinâmico e probabilístico. Nos experimentos, Epstein não utilizava as variáveis de forma determinística, mas como probabilidades e, portanto, com propriedades estocásticas.

O experimento de Epstein constou de um sistema de três equações diferenciais não lineares descrevendo a troca de energia entre o fluxo zonal e duas perturbações. Esses componentes possuíam a forma espectral de modo que as ondas se propagavam, mas com uma restrição barotrópica. A inicialização do modelo foi realizada com o método Montecarlo, ou seja, utilizando simulações com condições iniciais defasadas no tempo. Os resultados mostraram que, depois de dois dias, a previsão determinística teve um erro bastante grande no modo instável, enquanto que o sistema dinâmico-estocástico reproduziu a evolução do sistema até 6 dias.

Na década de 70 e 80, os métodos estocásticos, aplicados como pós-processamento em resultados de modelos numéricos, foram amplamente utilizados por possuírem baixo custo computacional operacional e melhorias na qualidade da previsão da amplitude das variáveis, principalmente por incluir características regionais aos resultados de modelos globais, que em geral possuíam resolução horizontal de 200 km (Glahn e Lowry, 1972 e Wilks, 1995).

Na década de 90, os algoritmos de redes neurais tornaram-se muito utilizados para “garimpar” preditores em saídas de modelos numéricos que pudessem diminuir os erros sistemáticos (Marzban, 2003 e Marzban et al., 2006). E, ainda, o avanço da capacidade computacional de supercomputadores permitiu retornar a idéia de previsões paralelas e estabelecer operacionalmente sistemas de previsão por conjuntos como os do EMWF (Molteni et al., 1996) e o do NCEP (Tracton e Kalnay, 1993).

Nesse período, houve um grande aumento no número de publicações e implementações de previsões por conjunto, gerando algumas correntes de experimentação relacionadas com a perturbação dos membros (Tracton e Kalnay, 1993; Houtekamer et al., 1996; Molteni et al., 1996; Krishnamurti et al., 1999; Stensrud et al.,2000; Lewis, 2005; Chien et al., 2006; Du et al., 2009; Mendonça e Bonatti, 2009). A primeira corrente focou na perturbação dinâmica da condição inicial, inserindo valores próximos ao desvio padrão climatológico nos campos de

vento, temperatura e pressão (Tracton e Kalnay, 1993; Molteni et al., 1996; Mendonça e Bonatti, 2009). Assim, os membros diferenciavam-se conforme evolução da integração das distintas condições iniciais perturbadas. As perturbações também são realizadas utilizando diversos métodos de assimilação de dados tais como os métodos variacionais, filtro de Kalman e interpolação ótima membros (Tracton e Kalnay, 1993; Stensrud et al.,2000; Chien et al., 2006; Du et al., 2009) e inicializações defasadas que, por sua vez, melhoraram a estimativa inicial da análise por corrigir a falta de identificação de assinaturas sinóticas e de mesoescala (Lu et al., 2007; Machado et al., 2010). A segunda corrente, que utiliza membros com variação nas parametrizações, ganhou força para previsão quantitativa de precipitação, já que o volume de chuva é diretamente proporcional ao desempenho dos modelos de microfísica e convecção cumulus (Stensrud et al.,2000; Buizza, 2006; Bustamante 2009). Atualmente, os conjuntos são formados por membros com perturbações dinâmicas e físicas, análises defasadas e diferentes métodos de assimilação, ampliando a gama de soluções (seções 2.1 e 2.2).

O número de membros de um conjunto também gerou um dilema concorrente: utilizar o máximo possível de membros com a mais ampla gama de soluções ou escolher um número de membros com um mínimo de destreza. A primeira opção normalmente é utilizada pelos conjuntos de modelos múltiplos (Krishnamurti et al., 1999; Dias e Moreira, 2003), maximizando a capacidade computacional por agregar simulações de diversos institutos. Nessa filosofia, quanto maior o número de modelos nas diferentes escalas e soluções físicas, maior a probabilidade de detecção dos fenômenos. O problema aqui é o conjunto médio, pois a amplitude de soluções é muito grande e, em geral, é mais útil para determinação da incerteza que para a previsão propriamente dita. Outra opção trata um conjunto formado por membros de destreza estatisticamente relevantes em relação ás observações. Preserva-se, portanto, uma qualidade na previsão média, porém, pode-se eliminar a capacidade de detecção diminuindo a diversidade de soluções (Stensrud et al.,2000; Chien, Liu e Jou, 2006). Em geral, esta segunda alternativa utiliza um conjunto com 10 a 20 membros e a multimodelos utiliza até 50 modelos, dependendo da capacidade computacional.

Atualmente, os centros de meteorologia se preparam para utilizar as previsões por conjunto de modelos globais e versões regionais de modelos de mesoescala com o objetivo de obter previsões probabilísticas operacionais. A dificuldade de processamento ainda gera dúvidas entre aumentar a resolução de modelos de mesoescala, aumentar o domínio e utilizar previsões por conjunto.

2. Revisão Bibliográfica

2.1. Métodos de Previsão por Conjuntos

A seguir, são sumarizados alguns métodos de cálculo de soluções utilizadas como membros dos principais sistemas de previsão por conjuntos da atualidade. No presente texto, denominam-se perturbações físicas quando se utiliza diferentes parametrizações ou diferentes modelos que atuam diretamente na formação de nuvens e convecção, e perturbações dinâmicas aquelas associadas a modificações no campo de vento ou pressão atmosférica. Notar ainda que, em assimilação de dados, a assimilação física corresponde à inserção de dados de refletividade de radar ou irradiâncias de satélite que influenciam diretamente a microfísica do modelo (Kalnay, 2002).

2.1.1. Vetores de crescimento ("Bred Vectors")

O método de "breeding" é uma generalização não-linear do método para obter os vetores de Lyapunov, os quais são as mais rápidas perturbações em crescimento. Esses vetores – BV (Bred Vectors) são independentes e representam o crescimento das instabilidades do fluxo. Em áreas onde o fluxo é muito instável e, portanto, os erros da previsão crescem rapidamente, os BV tendem a se alinhar ao longo de subáreas de perturbações mais instáveis. Em resumo, os BV correspondem às diferenças entre as perturbações das previsões. Em áreas instáveis de rápido crescimento, esses vetores tendem a ser independentes do horizonte da previsão e da normal climatológica e dependem somente do tempo de verificação.

Neste método, o ciclo se inicia com a adição de perturbações aleatórias à análise, nas variáveis temperatura e vento horizontal. Os membros perturbados são integrados por 24 – 48h. A diferença entre os membros de previsão e a simulação de controle é reduzida a um tamanho que reflete a incerteza nas observações. Essas novas perturbações são aplicadas a uma nova análise (por exemplo, a cada 6h) e o ciclo é repetido (Figura 2-1). Depois de alguns dias, a diferença entre as simulações perturbadas e a de controle é estabilizada e, portanto, essa diferença é utilizada nos membros do conjunto. Então, cada perturbação é escalonada e adicionada à análise para criar os membros de previsão.

Este método é utilizado pelo NCEP, US NAVY, Índia, África do Sul e Japão.

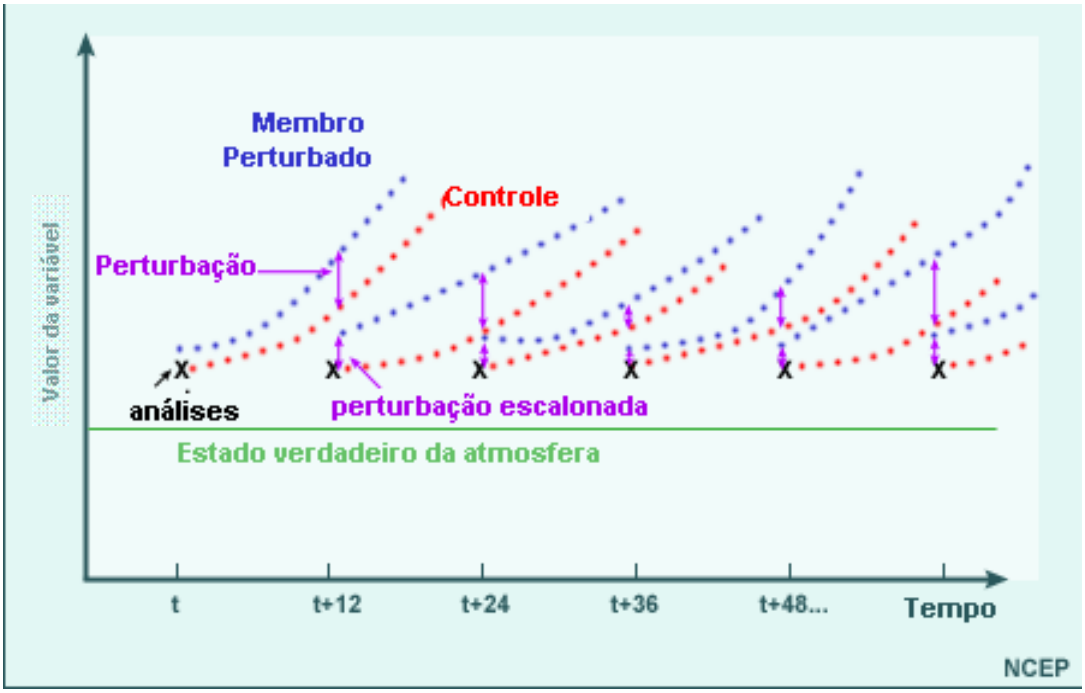

Figura 2-1: Ilustração do sistema "breeding vectors" utilizado pelo NCEP na geração de perturbações na previsão por conjunto. Após adicionar perturbações aleatórias à análise, as diferenças entre a previsão de controle e as simulações perturbadas são escalonadas e adicionadas a uma nova análise. Quando essas diferenças se estabilizam (normalmente em 48h) inicia-se o sistema de previsões por conjunto utilizando essas diferenças escalonadas na análise. Adaptado do do Comet Program – Ensemble Forecast Lesson (www.meted.ucar.edu).

2.1.2. Vetores Singulares

Vetores singulares (VS) são perturbações lineares de uma previsão de controle que cresce mais rápido dentro de certo intervalo de tempo (conhecido como período de otimização), usando uma norma específica para medir seu tamanho. Assim como no NCEP, o período de otimização no ECMWF é de 48 horas. Ehrendorfer e Tribbia (1997) mostraram que para derivar os vetores singulares é necessário conhecer a covariância do erro da análise, pois os vetores singulares envolvem-se dentro dos autovetores do período de covariância do erro da previsão. Isto significa que, se a covariância do erro da análise é conhecida, então os vetores singulares são as perturbações ideais.

As perturbações δe_j são definidas formalmente pela equação:

$$\delta e_j(d,0) = \sum_{A=1}^{N_A} \left\{ \sum_{i=1}^{N_{SV}} \left[\alpha_{i,j}^A v_i^A(d,0) + \beta_{i,j}^A v_i^A(d-t,t) \right] \right\} \qquad 2\text{-}1$$

onde v_i^A (d,0) é o i-ésimo vetor singular de crescimento entre o período d e d+t, N_A o número de áreas A (como o modelo global, são calculadas perturbações para oito diferentes regiões do globo), N_{SV} é o número de vetores singulares selecionados para gerar perturbações (atualmente, no ECMWF, está fixo em 25), $\alpha_{i,j}$ e $\beta_{i,j}$ são coeficientes amostrados por meio de uma distribuição gaussiana,

Assim, a diferença entre o método utilizado no NCEP (vetores crescimento) e no ECMWF (vetores singulares) é o método de calcular a perturbação inicial.

Os vetores singulares identificam perturbações de máximo crescimento durante a um intervalo finito de tempo (tempo de otimização, em geral 48h). Pequenos erros nas condições iniciais amplificarão rapidamente os vetores singulares e, portanto, afetarão a acurácia da previsão. Os vetores singulares são geralmente encontrados em regiões de forte atividade baroclínica, sendo confinados em energia de pequena escala na vertical, na baixa troposfera, ou seja, em regiões de convecção profunda.

2.1.3. Sistema de Múltipla Assimilação de Dados

Houtekamer et al. (1996) desenvolveu um sistema baseado num conjunto de assimilação de dados utilizando observações perturbadas por meio de interpolação ótima. A estimativa do erro de cada uma das observações assimiladas é calculada para o sistema de assimilação. Nesse método, as observações são perturbadas aleatoriamente de acordo com os erros estatísticos (erro médio quadrático máximo). As observações são introduzidas juntamente com as análises globais em um ciclo de assimilação de 6 horas. Como apenas as observações são perturbadas, a análise não perturbada difere da perturbada apenas onde existam observações. O autor mostrou que o sistema tem melhor desempenho que vetores de crescimento e vetores singulares, embora com um custo computacional mais elevado.

Outro método muito eficiente e de relativo baixo custo computacional é o “Ensemble Kalman Filter - EnKF” (Kalnay, 2003). O método baseia-se em estimar um conjunto de perturbações iniciais “perfeitas” δx que represente a covariância A dos erros das análises:

$$\frac{1}{k-1}\sum_{i=1}^{k}\delta x_i \delta x_i^{\,T} \approx A \qquad 2\text{-}2$$

O problema está em estimar os possíveis erros da análise, ou seja, a matriz de covariância A, a qual varia no tempo e no espaço devido às instabilidades do fluxo atmosférico. Esses erros não são contabilizados na maioria dos métodos de assimilação como interpolação ótima e 3D-VAR (Figura 2-2).

Para calcular a matriz A, são necessárias N integrações, sendo N o número de grau de liberdade do modelo (na ordem de 10^6). No cálculo do EnKF, o número de integrações é limitado à ordem de 100 em função da limitação da área de simulação. Atualmente, duas aproximações são utilizadas para calcular a matriz de erros das análises: a primeira, denominada de perturbações das observações, utiliza um conjunto de assimilações de dados com igual número de observações e perturbações aleatórias. A segunda aproximação, denominada de filtro de mínimos quadrados, não necessita perturbar observações, mas um conjunto de simulações para obter uma matriz de covariância de erros base. Logo após, é feita a integração do modelo numérico do tempo para obter a diferença entre as simulações e a análise de onde será obtida a matriz covariância do erro A.

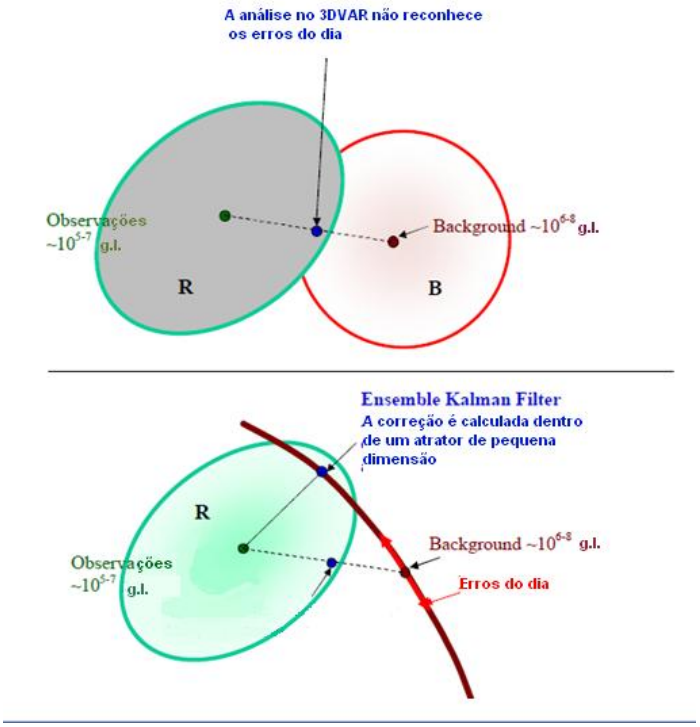

Figura 2-2: Comparação entre um sistema 3D-VAR e EnKF para obtenção dos erros na análise. Enquanto no sistema 3D-VAR o erro é obtido pontualmente sem conhecer os erros temporais, o método de EnKF tenta estimar por meio de um "background" os erros do dia. Adaptado de Kalnay (2003).

O método variacional encontra um estado do modelo *x*, o qual minimiza uma função custo *J*, a partir de um background J^b e um termo observacional J^0:

$$\boldsymbol{J(x) = \frac{1}{2}\left(x^b - x\right)^T B^{-1}\left(x^b - x\right) + \frac{1}{2}(y^0 - y)^T (E + F)^{-1}(y^0 - y)} \qquad 2\text{-}3$$

onde x^b é a estimativa inicial de x ("background"), B a covariância do erro, y^0 o vetor de valores observados, com uma matriz covariância do erro E, y é a previsão dos valores observados (y=H(x)), sendo H(x) a previsão realizada pelo modelo numérico e F a matriz covariância do erro de H(x) (Lorenc, 1986). Enquanto o sistema 3DVAR tenta incluir um estado x em três dimensões, o 4DVAR busca a minimização também em período de tempo a partir de uma previsão de um modelo numérico, denominada janela de assimilação.

(Kalnay et al., 2007) realizaram uma comparação do Ensemble Kalman Filter com os sistemas de assimilação variacional 3DVAR e 4DVAR. O método ENFK apresentou acurácia similar aos variacionais e com vantagem do tempo de processamento. Porém, quando a frequência das observações não é regular, o crescimento das perturbações não é linear e o 4DVAR obtém resultados com menores erros que o sistema ENKF.

Dessa forma, os métodos de assimilação podem constituir valorosos membros de previsão, dado que podem melhorar a condição inicial em diferentes casos. Com a instalação de sistemas de radar no Brasil, a assimilação física também poderá contribuir como membros de um sistema de previsão por conjunto, ajudando na previsão de eventos de sistemas convectivos.

2.1.4. Perturbações geradas por Funções Ortogonais Empíricas - EOF

Desenvolvido por Zhang e Krishnamurt (1999) para simulações de furacões em regiões tropicais, o método consiste em gerar perturbações nas condições iniciais baseado na análise de componentes principais. O modo mais instável é obtido a partir do autovetor cujos coeficientes se amplificam com o tempo, neste caso o maior autovalor. O método foi utilizado com o modelo MCGA da Universidade do estado da Flórida (FSU), nos Estados Unidos e recentemente testado com o modelo global COLA/CPTEC (Mendonça, 2008).

Inicialmente, são introduzidas pequenas perturbações no campo de temperatura e aos componentes horizontais do vento na magnitude igual ao desvio padrão dos erros das previsões. A integração é realizada por 36 horas com saídas a cada 3h das diferenças entre os membros perturbados e a previsão de controle. Em seguida, a análise de EOF é aplicada para

cada série temporal para se obter as perturbações de crescimento rápido, ou seja, os vetores associados aos maiores autovalores. Por fim, as perturbações são somadas (subtraídas) da previsão de controle de modo que o desvio padrão dessas perturbações seja da mesma ordem das perturbações iniciais. Mendonça (2008) asserta que o objetivo é obter direções que explicam a máxima quantidade de variância na qual as previsões perturbadas aleatoriamente divergem das previsões de controle em um período de otimização e em um sentido linear.

2.1.5. Conjuntos com diferentes parametrizações físicas

Em geral os métodos utilizam perturbações nas condições iniciais, assumindo que o crescimento do erro devido às deficiências dos modelos é pequena comparada com o crescimento dos erros iniciais (Kalnay, 2003). Como esta hipótese não vale para boa parte dos sistemas de mesoescala (Stensrud et al., 2000), alguns autores introduziram perturbações diretamente nas parametrizações físicas para simular os possíveis erros na escala sub-grade. Como existe uma grande variedade de soluções para convecção e de modelos de microfísica, é possível montar um conjunto com uma gama enorme de soluções sem necessariamente inserir perturbações nos modelos físicos.

Na versão 3.2.1 do modelo WRF, há 11 opções de modelos de microfísica que contém variações na quantidade de substâncias incluindo neve, granizo e graupel e modelos mais complexos com previsão da distribuição do número de concentração de hidrometeoros (APÊNDICE A: Modelos de Convecção e Microfísica). Para convecção, esta versão do WRF possui 5 tipos de parametrizações, incluindo ajuste de sondagem e transporte vertical de massa.

Em 2004, o sistema de previsão por conjunto do ECMWF, além de condições iniciais perturbadas, incluiu membros de previsões com diferentes parametrizações de convecção e microfísica (Palmer, 2006). A incorporação de múltiplos modelos de microfísica e convecção proporcionaram uma melhora na acurácia dos campos de umidade e volume de precipitação. Experimentos com conjuntos utilizando membros com variações nos esquemas de microfísica e convecção produziram menores erros médios quadráticos e um maior índice de acerto em eventos de chuva intensa (Chien, Liu e Jou, 2006) e até mesmo para diferentes tipos de precipitação (Wandishin et al., 2005).

Utilizar diversas parametrizações físicas em conjunto com membros de condições iniciais defasadas ou perturbadas e múltiplos modelos numéricos é uma interessante opção para aprimorar o sistema de previsões. Além disso, é uma solução para a dúvida de qual

melhor combinação de parametrizações a ser utilizada em modelos operacionais. Em geral, não é possível decidir qual a melhor combinação de parametrizações pelos índices de desempenho, pois há uma grande variação conforme o evento meteorológico, região do domínio, estação do ano e condições iniciais.

2.1.6. Conjuntos Múltiplos

A idéia de conjuntos múltiplos é utilizar todos os tipos de modelos a fim de explorar o máximo possível das perturbações geradas por condições iniciais com erros aleatórios ou parametrizações físicas. Em geral, o conjunto múltiplo utiliza modelos de vários centros de previsão.

Uma idéia bastante difundida é utilizar uma regressão linear múltipla para cada variável e nível dos modelos a fim de dar pesos aos modelos conforme o histórico comparativo utilizando o método dos mínimos quadrados nas diferenças entre as previsões e as análises (Krishnamurti et al., 1999). O super conjunto pode ser obtido com múltiplos modelos ou múltiplas resoluções horizontais e verticais e também modelos acoplados atmosfera-oceano.

No Brasil, o MASTER super ensemble utiliza diversos modelos globais (ECMWF, NCEP, CPTEC,UKMO, JMA e CMS) e regionais (ETA,BRAMS,MBAR, MM5 e ARPS) nas suas várias configurações de resolução, parametrizações físicas e assimilação de dados (Dias e Moreira, 2003). Para equilibrar a previsão de 40 membros, o sistema utiliza uma ponderação pelo erro médio quadrático e remoção prévia do viés atualizado para os últimos 15 dias.

Nessa técnica, além da disponibilidade de vários modelos e uma grande quantidade de armazenamento para todas as saídas de modelos, há uma complexidade inerente às diversas escalas envolvidas. Por exemplo, no super conjunto há uma correção estatística (remoção de viés) das previsões de modelos em uma determinada localidade onde há uma estação meteorológica. Porém, a resolução dos modelos varia de 5 km a 100 km e a escala temporal de 1h a 6h. Portanto, os erros de interpolação, devido à escala espacial, podem interferir na calibração do conjunto e confundir a análise da incerteza dos modelos. Por isso, esses sistemas multiescala e multimodelos podem ser melhor aproveitados em sistemas operacionais para previsões de fenômenos na escala sinótica e mesoalfa e circulações atmosféricas importantes no escoamento da troposfera.

2.2. Sistemas de Previsão por Conjuntos no Mundo

A seguir, são descritos alguns sistemas de previsão por conjuntos que iniciaram de forma operacional a utilização de múltiplas previsões de uma forma organizada. Embora aqui estejam os métodos mais conhecidos pela comunidade científica brasileira em 2011, há uma variedade de sistemas em teste, em estudo nas universidades, centros de pesquisa e centros regionais de meteorologia no Brasil e no mundo, com grande variedade de escalas de tempo e espaço e também com distintos objetivos de previsão como eventos severos ou precipitação quantitativa.

2.2.1. SREF

O sistema de previsão por conjuntos de curto prazo SREF (sigla em inglês para "Short-Range Ensemble Forecast") foi desenvolvido pelo Centro de Previsão de Tempestades da NOAA (Storm Prediction Center - SPC/NOAA) nos EUA em 1995 e implementado operacionalmente em 2001 (Du et al., 2009). Iniciou com 10 membros do modelo regional ETA, com modelo de convecção Betts-Miller-Janjic. Em 2003, foram incorporados membros com esquema de convecção de Kain Fritsch e, em 2004, outros membros com mais parametrizações físicas foram adicionadas. Em 2005, seis membros de previsão oriundos de rodadas do modelo WRF, com diferentes esquemas de convecção e microfísica, foram adicionados ao sistema.

Em 2009, o sistema foi atualizado substituindo-se alguns membros do modelo ETA pelo modelo WRF, ficando constituído dos seguintes membros: 3 com modelo ETA com convecção de Betts-Miller-Janjic, 3 ETA / Kain Fritsch, 3 membros com modelo RSM e microfísica de Ferrier, 3 membros com modelo RSM e microfísica de Zhao, 5 com a versão NMM do WRF e 5 membros com a versão ARW do WRF. As variações dos membros com mesma configuração estão na condição inicial e fronteiras que utilizam membros perturbados do modelo global GFS/GEFS (Wei et al., 2008). Além disso, as saídas passaram a ser horárias e com horizonte de previsão estendida até 87 horas e incluídos algoritmos para geração de campos de refletividade e determinação de trajetórias de ciclones tropicais.

O sistema disponibiliza além das variáveis comumente utilizadas para previsão, alguns índices como CAPE, parâmetros de formação de tornados e derechos, probabilidade condicional de formação de convecção, potencial de formação de tempestades e supercélulas, helicidade e outros.

2.2.2. Sistema de Previsão por Conjuntos do ECMWF

O sistema de previsão por conjuntos do Centro Europeu para previsão de médio prazo [“EPS - Ensemble Prediction System from ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)”] é um conjunto de previsões com o modelo global ECMWF com o objetivo de gerar uma função de distribuição de probabilidade do estado da atmosfera (Buizza 2006).

Cada membro do conjunto e_j é construído a partir das análises utilizando o método de perturbação de vetores singulares (seção 2.1.2.), podendo ser sumarizado como:

$$\boldsymbol{e_j(d,t) = e_j(d,0) + \int_{t=0}^{t}[A(e_j,t) + P_j^{\prime}(e_j,t)]dt} \qquad 2\text{-}4$$

e derivando em relação ao tempo:

$$\frac{\partial e_j}{\partial t} = A(ej,t) + P_j^{\prime}(e_j,t) \qquad 2\text{-}5$$

onde A e P´ representam a contribuição da equação de tendência dos processos físicos parametrizados ou não e as perturbações são calculadas pela equação 3.1.

A ideia é que os vetores singulares identifiquem perturbações de máximo crescimento durante um finito intervalo de tempo, denominado intervalo de otimização. Pequenos erros nas condições iniciais ao longo da direção destes vetores são amplificados mais rapidamente e, portanto, afetaria a acurácia da previsão. Normalmente, os vetores singulares estão localizados em regiões de forte atividade baroclínica ou barotrópica. No período inicial a energia fica concentrada em pequena escala na baixa troposfera e, durante o período de otimização, há um crescimento desses vetores com propagação vertical.

Com a atualização em 2010, o sistema de previsão por conjuntos do ECMWF possui 50 membros perturbados e um de controle, com resolução horizontal de T639 (aproximadamente 32 km) nos 10 primeiros dias e de T319(~63 km) até 30 dias, sendo que ambos são integrados com 62 níveis na vertical.

2.2.3. PEARP

O método PEARP (sigla em francês "Prévision Ensemble ARPege") utiliza a combinação de métodos de perturbação de vetores de crescimento, utilizado no NCEP e de vetores singulares, utilizado no ECMWF (Figura 2-3) e conta atualmente com 34 membros de previsão com resolução horizontal de 15 km.

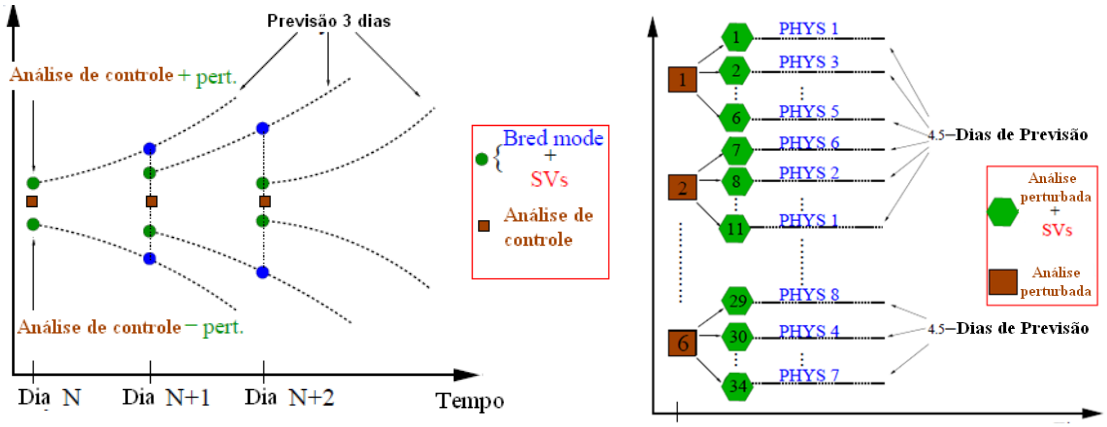

Figura 2-3: Ilustração do conjunto de previsão PEARP utilizando o modelo numérico ARPEGE da Meteofrance. Os pontos verdes correspondem aos membros perturbados pela combinação com os métodos "breeding vectors" e vetores singulares. Após a perturbação, os membros são divididos em simulações com diversas parametrizações físicas. Adaptado de (Hagel, 2009).

Os membros inicializados com as perturbações são integrados utilizando diferentes parametrizações físicas de modo que os membros possuam características de perturbações dinâmicas e de perturbações físicas. Os membros de previsão são rodados com oito diferentes parametrizações de convecção e microfísica gerando ao total 34 membros de previsão com previsões para 60 horas.

Recentemente, os membros do sistema PEARP e do ECMWF foram utilizados como condição inicial para formar o sistema de previsão por conjuntos em mesoescala Aladin-Laef (Wang et al., 2011). Este sistema, além das condições iniciais, possui múltiplas parametrizações físicas e uma técnica que gera perturbações a partir do modelo de superfície, gerando diversas análises dos fluxos de superfície como fonte das perturbações no modelo.

2.2.4. Global CPTEC e regional ETA/CPTEC

O sistema de previsão por conjuntos do modelo global Cptec utiliza o método baseado em funções ortogonais empíricas EOF (seção 2.1.4) para calcular as perturbações aleatórias nas condições iniciais do modelo CPTEC (Mendonça e Bonati, 2009). As perturbações são geradas nos campos de temperatura e vento e recentemente no campo de umidade específica e pressão atmosférica. Como as instabilidades em latitudes médias são preponderantemente devido a instabilidade dinâmica e como nos trópicos essas instabilidades ocorrem por processos físicos, Mendonça e Bonati (2009) consideraram aplicação de perturbações em diferentes regiões do globo. Nesse estudo os resultados mostraram que as perturbações no campo de pressão e umidade do ar produziram perturbações com crescimento mais rápido que as perturbações feitas nos campos de temperatura e vento.

Atualmente, o conjunto possui 14 membros, com perturbações nas condições iniciais nos campos de temperatura, vento e umidade específica. Há também uma rodada de controle, determinística, para comparação de desempenho. Todos os membros e o controle realizam previsões para até 15 dias. Testes com condições iniciais defasadas foram realizadas obtendo melhorias, principalmente, no espalhamento das previsões (Machado et al., 2010). Em outras palavras, as análises em horários próximos podem conter diferentes acurácias para obter a denominada atmosfera verdadeira.

O sistema de previsão por conjuntos do ETA também integra previsões perturbadas nas condições iniciais e perturbações na física do modelo. As perturbações nas condições iniciais são aquelas realizadas no modelo global por meio do método de funções ortogonais empíricas (seção 2.1.4). A partir de 15 membros gerados pelo modelo global CPTEC, é realizada uma análise de “cluster” com base no algoritmo de variância mínima (método de Ward) na variável geopotencial em 500 hPa (Bustamante, 2009). Dessa análise, são obtidos quatro agrupamentos que serão os membros do conjunto. Adicionalmente, foram realizados estudos para perturbar o campo de umidade especifica do próprio modelo ETA, resultando em mais 5 membros. Conforme (Bustamante, 2009), os membros de previsão com perturbações físicas são resultantes de modificações em parâmetros dos modelos de convecção e de superfície. Os parâmetros modificados foram: déficit de pressão de saturação, coeficiente de estabilidade e tempo de ajuste no esquema Betts-Miller-Janjic; função de disparo, formulação do fluxo de massa e fechamento no esquema de convecção Kain Fritsch e, por fim, parâmetros do cálculo de velocidade de fricção e fator C da equação de rugosidade térmica no modelo de superfície NOAH. Os resultados indicaram que o crescimento do erro médio quadrático do conjunto é

menor que em uma previsão determinística, com uma pequena vantagem para as simulações que utilizaram perturbações físicas, especialmente as perturbações no campo de umidade.

2.3. Previsões Hidrológicas por Conjunto

A utilização de previsões de precipitação em modelos hidrológicos pode melhorar a destreza da simulação de vazão de médio prazo (até 10 dias), devido a melhor distribuição da do volume de chuva sobre a superfície das bacias hidrográficas (Tucci et al., 2008). A diferença de resolução horizontal entre os modelos meteorológicos e hidrológicos é um fator limitante no acoplamento dos modelos (Pereira Filho et al., 1999). Em em alguns casos, torna-se necessário utilizar uma ferramenta estocástica para diminir a escala da entrada de dados com o objetivo de manter a estrutura das distribuição de precipitação (Brussolo et al., 2009). Porém, com modelos meteorológicos de resolução compatível à área das bacia, a utilização de precipitação prevista por modelo de mesoesca já pode ser util a partir das 10 primeiras horas de simulação de vazão para bacias médias como a do Rio Grande (Collischonn et al., 2005).

Além de ajudar a quantificar o volume de água disponível em superfíce, as previsões de precipitação auxiliam na determinação de picos de vazão devido às cheias. Mesmo que esses picos não sejam adequadamente previstos, os resultados são melhores que o uso de climatologia ou persistência, principalmente para pequenas e médias bacias que dependem da de um rápido escoamento superficial em suss bacias de captação. Para bacias com grandes áreas de drenagem, como a de Itaipu (150 900 km^2), as previsões de chuva podem diminuir a acurácia das previsões de vazão (Fadiga Jr. et al., 2008), uma vez que o tempo de escoamento nas bacias é maior e as medições de vazão capturam melhor a influencia da chuva na bacia do que as simulações de precipitação.

Os erros de fase, associados aos atrasos nas previsões de aumento do nível de rio, são diretamente proporcionais a não previsão da formação de sistemas precipitantes ou de uma previsão com defasagem na propagação de sistemas (Pereira Filho e Crawford, 1999).

Segunto Leite e Rotunno Filho (2006), a entrada da informação de precipitação de baixa acurácia pode ser prejudicial nas primeiras horas de simulação de vazão (até 24h), mas, em geral, para médio e longo prazo, todo o tipo de informação com índice de acerto acima de 50 % resulta em simulações melhores que qualquer outro tipo de cenário utilizado, seja persistência ou climatologia. Segundo os autores há uma existência de um limite superior de erro na previsão de precipitação, a partir do qual não compensa a sua utilização na previsão hidrológica em curtos horizontes (até 24 h). A análise da associação permite afirmar que o modelo exige qualidade na

previsão de precipitação para curtos horizontes de previsão de vazão, baixa exigência para longos horizontes e exigência nula para horizontes intermediários. Em suma, a qualidade da previsão de vazão é diretamente proporcional à destreza das previsões de precipitação.

Utilizando o modelo hidrológico distribuído Noah, com previsões de chuva do modelo GFS, Hou et al. (2009) demonstraram que para rios de vazão entre 55 e 500 m^3s^{-1}, a previsão é util até sete dias e para rios com vazão acima de 500 m^3s^{-1} a previsão mostrou-se confiável até a segunda semana. As previsões por conjunto do GFS, denominado GEFS ("Global Ensemble Forecast System"), quando utilizados no modelo hidrológico, produziram menores erros nas previsões de vazão do que simulações individuais, além de prover a variável incerteza para cada evento de cheia.

As previsões hidrológicas por conjunto são estudadas por muitos autores para diminuir os erros na previsão de vazão, em especial os erros de fase, e incluir o componente de incerteza nos sistemas operacionais (Franz et al., 2003; Hopson e Webster, 2010; Hou et al., 2009; Vrugt e Robinson, 2007). A construção e a estratégia do conjunto variam conforme o período de previsão (horário, diário ou sazonais), nos tipos de modelos (pontuais, distribuídos e semidistribuidos) e na previsão de precipitação utilizada como condição de contorno. O conjunto de simulação hidrológica pode ser configurado a partir de diferentes modelos ou distintas parametrizações de modo que cada membro possa capturar alguns aspectos hidrológicos tais como o fluxo médio, picos de cheias, fluxos deficitários e estiagens. Em um modo bayesiano, os membros podem estar contidos no conjunto com pesos diferentes determinados a partir da climatologia (Duan, et al. 2007 ; Vrugt e Robinson, 2007). E, ainda, esses membros podem utilizar a mesma condição de contorno, ou seja, o mesmo cenário de precipitação, ou possuir diferentes valores oriundos de um conjunto de previsão de precipitação.

Na modelagem hidrológica há uma grande variedade de modelos com fundamentos distintos e, em muitos casos, com resultados similares. Modelos estocásticos, redes neurais, modelos físicos, modelos "fuzzy" e modelos distribuídos ainda são competitivos para bacias como o rio Iguaçu (Guilhon et al., 2007), de modo que a utilização de um conjunto multimodelo é uma solução interessante para previsões probabilísticas de vazão.

Por esses motivos, somado ao baixo custo computacional, ao contrário da previsão de precipitação, os conjuntos de previsão de vazão são obtidos na maioria por multimodelos, onde cada membro é um tipo de modelo, estocástico, dinâmico, distribuído ou com diferentes características de propagação superficial da água (Bohn et al., 2010).

Com o avanço das pesquisas em previsão quantitativa de precipitação por conjuntos, a utilização de diversos cenários de chuva derivados desses sistemas tornou-se uma opção para

a configuração de um conjunto hidrológico. A melhor destreza do conjunto médio e as incertezas inerentes às simulações de chuva podem ser agregadas aos sistemas hidrológicos, obtendo melhor qualidade na informação final da variação do nível de rios (Hopson e Webster, 2010).

O ESP (Ensemble Streamflow Prediction), do Serviço Nacional de Previsão de Tempo dos EUA, utiliza o modelo hidrológico Sacramento com diversos tipos de dados de entrada, incluindo previsões de precipitação de membros do conjunto de previsão do modelo global GFS e valores climatológicos de chuva e métodos de análogos, ou seja, que eventos do passado possam ocorrer no futuro (Franz et al., 2003 e Hou et al., 2009). Os resultados mostraram um ganho significativo na qualidade nas simulações até três dias em relação ao uso da climatologia de chuva, uma vez que a previsão de precipitação é mais realística na distribuição da água na área de drenagem do que os métodos análogos.

3. Dados e Metodologia

3.1. Área de Estudo – Bacia do Rio Iguaçu

A bacia do Alto Iguaçu é caracterizada pela Região Metropolitana de Curitiba (RMC) em sua parte mais elevada, onde nasce o Rio Iguaçu, e diversas sub-bacias com área de 24 mil km^2 até o município de União da Vitória na divisa com Santa Catarina. A topografia é de planalto, com maiores inclinações na divisa com Santa Catarina e próximo a União da Vitória (Figura 3-1). Exceto a região urbana da RMC, a bacia do Alto Iguaçu (Figura 3-2) possui um misto de vegetação de floresta e áreas de agricultura, principalmente de fruticultura e cultivo da erva-mate. O escoamento nas sub-bacias do Alto Iguaçu é do tipo natural, ou seja, não há operações de comportas, barragens ou reservatórios artificiais que interceptem ou alterem o fluxo dos rios na bacia.

Diversos eventos de cheias e inundações ocorreram nos últimos anos (1983, 1992,1997, 2005, 2007 e 2010) causando prejuízos à população dos municípios localizados ao longo do Rio Iguaçu, sendo que em dois eventos, 1983 e 1992, mais de 70% da população das cidades de União da Vitória e Porto União (SC) foi atingida.

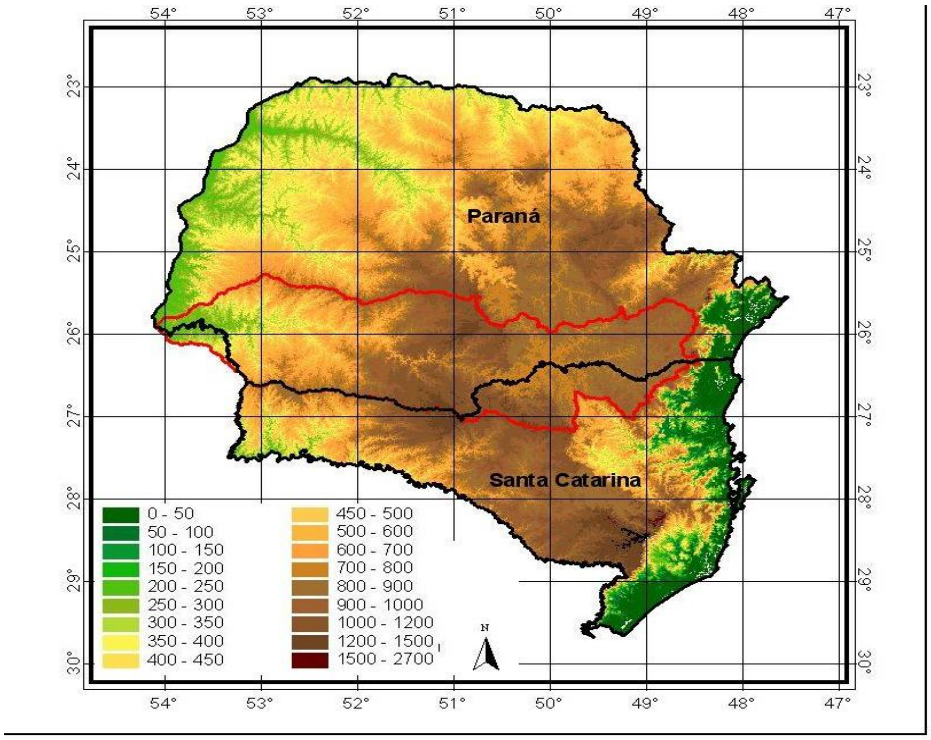

Figura 3-1: Topografia do Paraná e Santa Catarina e contorno da bacia do rio Iguaçu (linha vermelha). O rio Iguaçu nasce no leste do Paraná, em Curitiba e deságua no rio Paraná na cidade de Foz do Iguaçu, com uma extensão de 910 km.

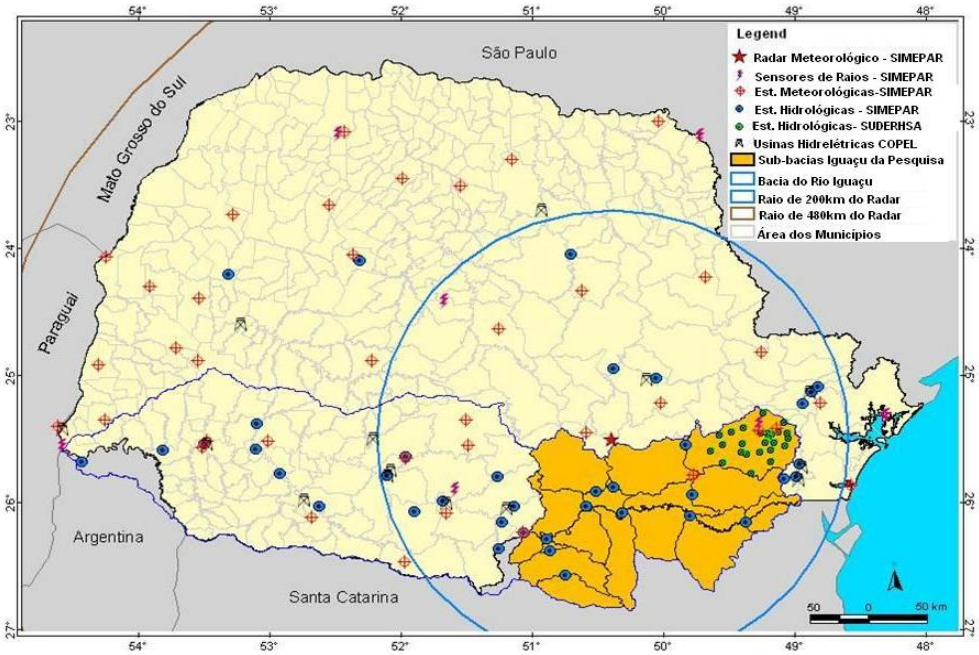

Figura 3-2: Distribuição das estações meteorológicas e hidrológicas telemétricas no Paraná e área de cobertura do radar no modo quantitativo (circulo). Em laranja estão representadas as sub-bacias sobre o rio Iguaçu onde as análises deste trabalho foram realizadas. Nessa área, o escoamento é totalmente natural, sem represamento.

O Paraná está localizado em uma região de transição de fenômenos meteorológicos e possui uma climatologia de precipitação mais distribuída ao sul e com invernos secos ao norte (Freitas, 1998). A área da bacia do rio Iguaçu está situada na região sul do Brasil, próxima ao

Paraguai, onde os totais anuais de precipitação estão entre 1070 mm a 1750 mm (Reboita et al., 2010) bem distribuídos ao longo do ano, embora, essa característica seja variável a cada ano. Nessa região, a ocorrência de sistemas frontais determina boa parte do regime de precipitação, seja diretamente por sua propagação, seja por atuação indireta quando de sua passagem, fornecendo condições para o desenvolvimento de linhas de instabilidade e sistemas convectivos pela liberação de energia e circulação convergente (Kneib, 2004).

3.2. Dados

3.2.1. Rede de Pluviômetros sobre a Bacia do Alto Iguaçu

Sobre a bacia do Alto Iguaçu, foram utilizados 32 pluviômetros instalados em estações meteorológicas e hidrológicas dos institutos SIMEPAR, COPEL, INMET, CIRAM e Instituto das Águas do Paraná. Os sensores são do tipo caçamba, com resolução de 0,2 mm e acurácia de 0,5% a 30 mmh^{-1} e 2 % a 120 mmh^{-1}.

Considerando uma área de 24 000 km^2, da bacia do Alto Iguaçu, o espaçamento médio entre pluviômetros é de 27 km. Os pluviômetros são automáticos e as acumulações são de 15 minutos e de 1 hora conforme a data de obtenção do dado. Para a pesquisa, foram utilizadas acumulações de 1 hora, considerando o intervalo de acumulação de hh:00’:00’’ até hh:23’:59’’, onde hh é a hora de acumulação em horário universal UTC.

A densidade de pluviômetros é maior na Região Metropolitana de Curitiba, (Figura 3-3) e os demais são distribuídos em municípios e rios afluentes do rio Iguaçu.

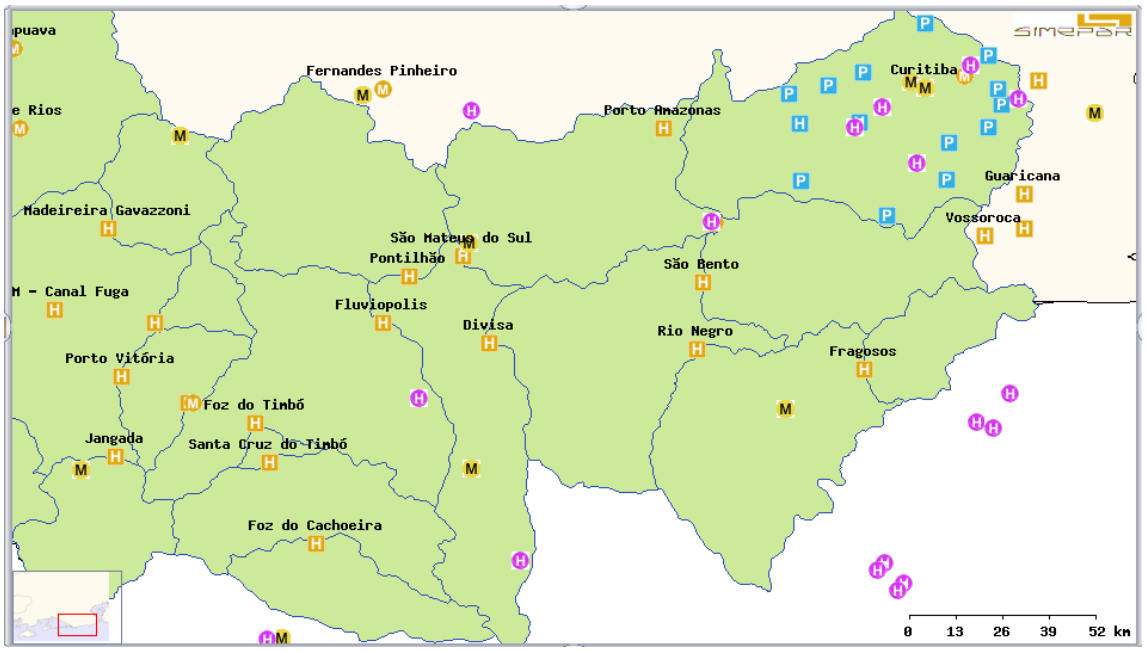

Figura 3-3: Rede de pluviômetros na área de estudo, bacia do Alto Iguaçu. A maior distribuição de pluviômetros ocorre na Região Metropolitana de Curitiba.

3.2.2. Radar Meteorológico de Teixeira Soares - PR

O radar meteorológico Doppler do SIMEPAR (Figura 3-4), instalado no município de Teixeira Soares, é utilizado desde 1997 para o monitoramento de tempestades e precipitação no Paraná. No período de estudo, foram realizados dois tipos de varreduras (Figura 3-5), a de 200 km de alcance e 480 km. A primeira utiliza 14 elevações com maior amostragem, monitora a região leste, central e sul do Paraná (Figura 3-6) e a de 480 km cobre todo o Paraná e parte dos estados vizinhos com uma varredura à elevação de 0º.

O radar é banda S, ou seja, a onda eletromagnética é emitida com comprimento de onda λ de 10 cm, o que possibilita a diminuição de problemas de atenuação do sinal quando comparados com banda C (λ= 5 cm) e banda X (λ= 3 cm). Utiliza PRF dual com velocidade radial máxima detectável sem ambiguidade de 40 ms^{-1}.

Os dados utilizados no projeto de pesquisa foram imagens de 200km de raio, com varreduras em 14 elevações (Figura 3-6), 250 m de resolução axial e resolução temporal de 5 minutos. As estimativas de precipitação por radar foram geradas com imagens do tipo CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator), que consiste em uma interpolação dos dados de modo a obter um campo com uma altitude constante em relação à superfície da Terra, no caso 3 km.

Figura 3-4: Fotos do Radar Meteorológico Doppler Banda S do SIMEPAR em Teixeira Soares - PR. Nas fotos, a torre (esquerda), antena de 8 m de diâmetro (direita superior).

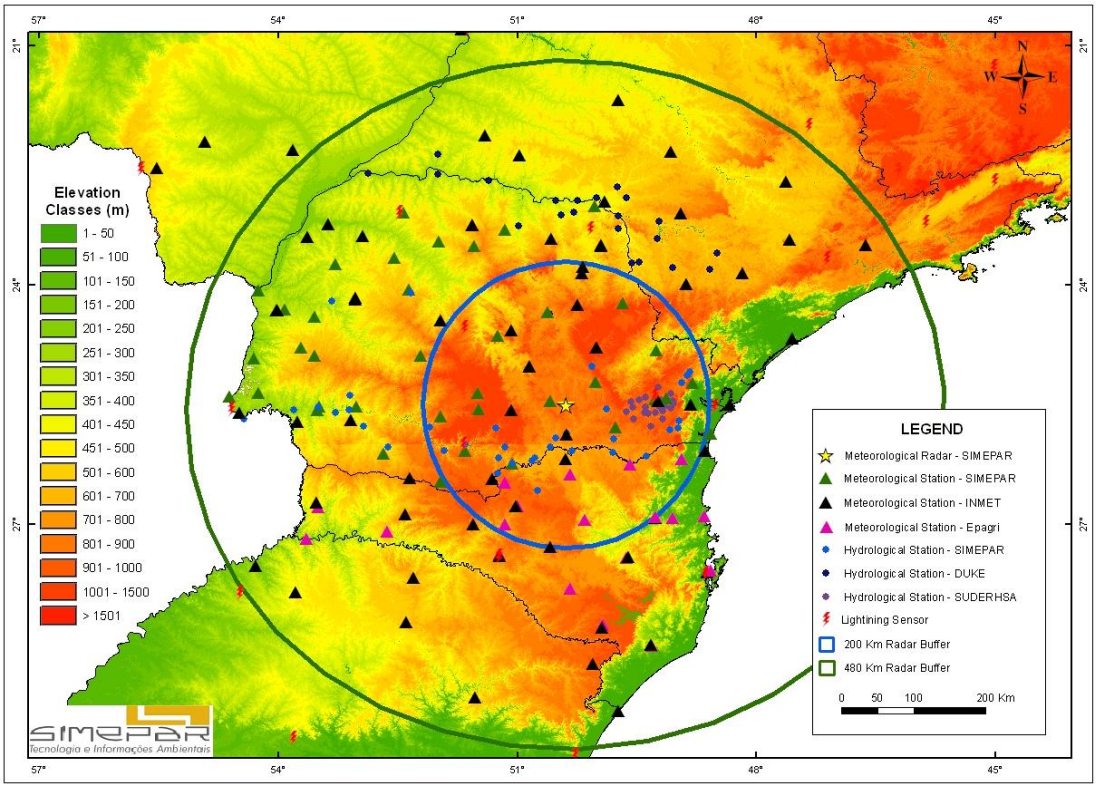

Figura 3-5: Área de cobertura do Radar Meteorológico Doppler do SIMEPAR de Teixeira Soares. O círculo azul representa a área de 200 km de raio em relação ao radar. Nesse alcance são varreduras em 360º em 14 elevações. O círculo verde representa a varredura de vigilância em 360 º com 480 km de raio e uma elevação a 0 º.

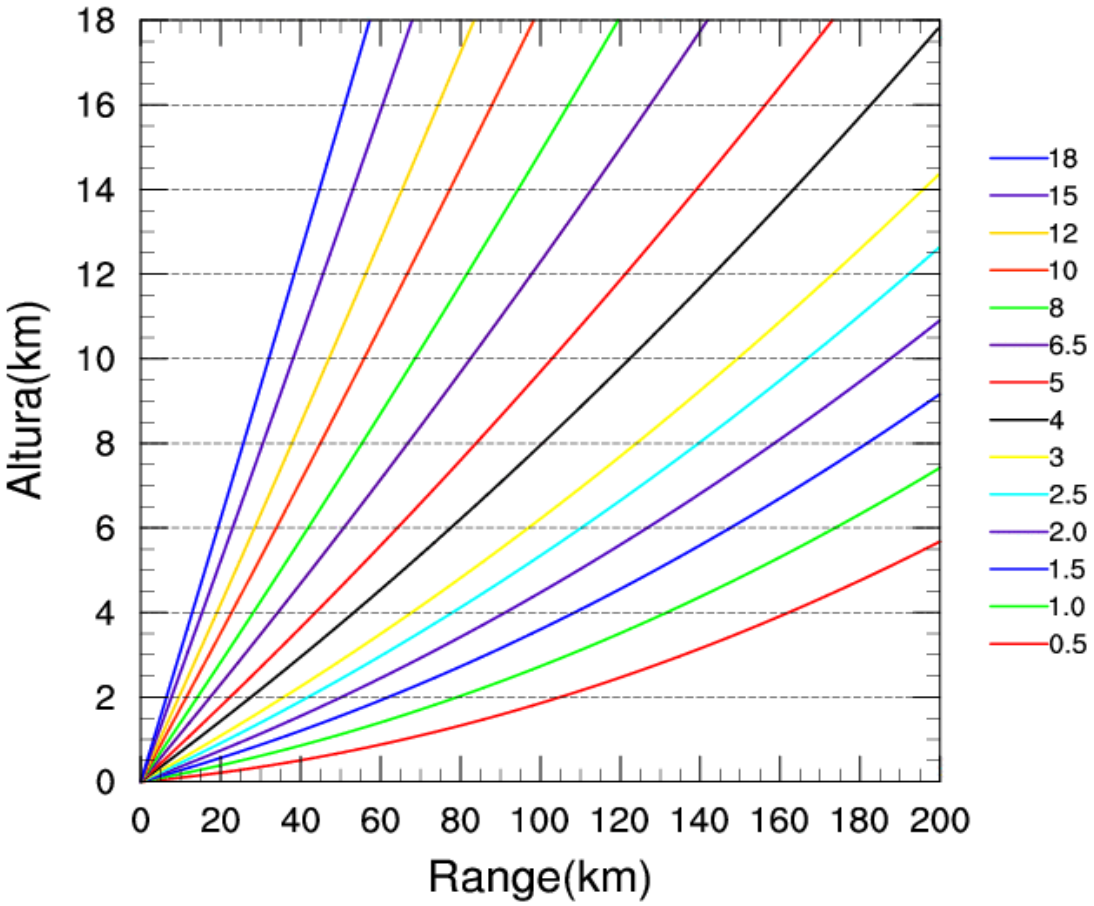

Figura 3-6: Ilustração da trajetória dos feixes de energia eletromagnética emitidos pelo radar doppler de Teixeira Soares considerando a refração em uma atmosfera úmida. Na rotina atual de operação o alcance do radar é de 200 km e 14 elevações da antena de 0,5 a 18 º. Na figura, o radar está posicionado na altitude 0 e alcance 0 (canto esquerdo inferior).

3.2.3. Integração das estimativas de precipitação - SIPREC

Para realizar a comparação das previsões de precipitação geradas pelo conjunto, foram utilizadas estimativas de chuva geradas pela integração de dados da rede de pluviômetros, radar e satélite (SIPREC). A utilização do SIPREC foi fundamental para inserir estimativas espaciais de chuva, pois algumas sub-bacias possuem apenas um ou dois pluviômetros, o que pode comprometer a estimativa do volume total de água precipitada sobre a área total da sub-bacia. Comparações entre precipitação por rede de pluviômetros, estimativas por radar, satélite e a integração são descritas em Calvetti et al. (2003 e 2009).

As estimativas de precipitação por radar foram geradas a partir da relação ZR :

$$Z_i = a\, R_k^{\,b} \qquad 3\text{-}1$$

onde Z é a refletividade em dBZ no pixel i, medida pelo radar meteorológico, R a precipitação em mmh^{-1} medida pelo pluviômetro k sob o pixel i, *a* e *b* são as constantes da relação ZR. As constantes utilizadas na relação ZR foram a de Marshal e Palmer (1948), sendo a = 200 e b = 1,6.

A relação ZR de Marshall-Palmer é a mais tradicional e utilizada em diversos tipos de aplicações. Em geral, esta relação proporciona bons resultados para precipitação de baixa intensidade e também para a maioria das chuvas derivadas de nuvens estratiformes (com refletividade de até 35 dBZ). O problema desta relação ZR está em valores elevados de refletividade, acima de 55 dBZ, pois as estimativas tendem a ser muito diferentes daquelas observadas nos pluviômetros. Por isso, a correção pela rede de pluviômetros é muito importante para precipitações de nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical. Para eliminar esse problema, foi realizado um corte de valores horários acima de 105 mmh^{-1}, por se considerar muito acima do valor obtido pela rede de pluviômetros.

A precipitação por radar integrada com rede de pluviômetros foi obtida a partir da análise objetiva estatística (Pereira Filho, 2003), onde o valor final depende da diferença climatológica entre os dados de radar e pluviômetros:

$$Pa(xi, yi) = \mathrm{Pr}(xi, yi) + \sum_{k=1}^{K} w_{ik}[(xk, yk) - \mathrm{Pr}\,(xk, yk)]$$

3-2

onde $Pa(x_i,y_i)$ é precipitação integrada entre radar e rede de pluviômetros, $Pr(x_i,y_i)$ é a estimativa por radar no ponto de grade i, $Pg(x_k,y_k)$ é a precipitação do pluviômetro k, $Pr(x_k,y_k)$ é a precipitação estimada por radar no ponto do pluviômetro k e w_{ik} é o peso dado a diferença entre precipitação por pluviômetro e por radar. O peso é calculado para todos os pontos x_k,y_k num senso de representar a diferença média entre a precipitação estimada por radar e medida por pluviômetros. Este peso é utilizado, portanto, para os demais pontos de grade onde não há medições por pluviômetros.

Para os dados da rede de pluviômetros utilizou-se o método Natgrid (Watson, 1994) que obtém os valores a partir de pontos vizinhos naturais produzindo uma superfície com inclinação contínua de forma a não suavizar dados de rápido crescimento na amplitude. Nesse método, o valor de precipitação que for muito superior aos vizinhos será considerado como um pico e não será suavizado, como na maioria das interpolações. Os dados são interpolados para uma grade regular (mesmo espaçamento em x e y) e com a mesma resolução (1 km x 1 km) que os dados de radar.

As estimativas por satélite foram obtidas pela aplicação da técnica CST, "convective-stratiform technique, em dados de temperatura de brilho de imagens de satélite geoestacionário GOES 12. A técnica CST separa para cada pixel em chuva convectiva e estratiforme conforme o valor de temperatura de brilho e da geometria dos pixels vizinhos (Adler e Negri, 2000). O método elimina nuvens cirrus por meio da verificação da estrutura geométrica dos pixels e seus vizinhos. Para precipitação convectiva, o valor parametrizado é de 18 mm e estratiforme de 2,5 mm, obtidos climatologicamente. A integração das estimativas por satélite e dados da rede de pluviômetros foi realizada pelo mesmo método utilizado no radar (Equação 3-2).

Para a integração das estimativas de radar e satélite já combinadas com os dados da rede de pluviômetros [$P_m(i,j)$], foi utilizada a ponderação pela diferença entre cada uma das integrações e o valor observado no pluviômetro (Pereira Filho, 2003):

$$Pm(i,j) = \frac{\mathrm{P_r(i,j)xE_r^{-2}(i,j) + P_s(i,j)xE_s^{-2}(i,j)}}{\mathrm{E_r^{-2}(i,j) + E_s^{-2}}} \qquad 3\text{-}3$$

onde $P_r(i,j)$ é a estimativa de precipitação por radar, $Er(i,j) = P_r(i,j) - P_{obs}(i,j)$ é o erro estimado da precipitação por radar, $P_s(i,j)$ é a estimativa por satélite e $E_s(i,j) = P_s(i,j) - P_{obs}(i,j)$ é o erro estimado da precipitação por satélite.

A ideia é ponderar os valores a partir das diferenças entre radar ou satélite e os respectivos valores de pluviômetros. Desta forma, prioriza-se sempre a melhor estimativa em relação à rede de pluviômetros.

3.3. Modelo Numérico de Previsão de Tempo WRF

O WRF, sigla obtida do idioma inglês "Weather and Research Forecasting", é um modelo de previsão numérica de tempo desenvolvido no Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas dos Estados Unidos (NCAR - National Center for Atmospheric Research) com um conceito de unificar necessidades de pesquisa e de serviços operacionais de meteorologia em diversas escalas de tempo e espaço. Outra característica importante é que, pela opção de equações não-hidrostáticas, o modelo pode ser utilizado para simulações locais até escala sinótica. Existem versões específicas para previsão de furacões, rodadas globais e alguns experimentos em micrometeorologia. Por exemplo, para prospecção de ventos favoráveis a geração de energia eólica, utiliza-se o acoplamento do WRF com os modelos de altíssima

resolução LES (do idioma inglês “Large Edge Simulation”). Portanto, o modelo pode ser utilizado para simulações locais com resolução horizontal de alguns metros até o domínio global.

O código foi escrito em fortran com rotinas em C, pearl e shell. Parte do código foi aproveitado do modelo MM5 e algumas funções do ARPS. A grande vantagem em relação a seus antecessores foi a estruturação baseada em engenharia de software, tendo por objetivo a maior velocidade de processamento e facilidades de manipulação e instalação para usuários do mundo todo.

Para facilitar a configuração do modelo, foi desenvolvida uma interface gráfica (GUI) denominada WRF Portal (www.wrfportal.org) na linguagem de programação Java. A partir da página de internet pode-se instalar ou simplesmente executar um programa de auxílio a configuração do WRF a partir de qualquer sistema operacional. O WRF Portal pode, inclusive, ser executado na plataforma Windows ou MAC com conexão a um servidor Linux onde o modelo WRF será executado. Por meio do portal, pode-se realizar a compilação e testes com o modelo e configurar: área de domínio, resolução horizontal e vertical do modelo, grades aninhadas, projeção de mapa, parametrizações, determinar densidade dos níveis verticais e especificar diretórios das rodadas e arquivos de condições de contorno. De qualquer forma, o modelo pode ser configurado também por meio de um arquivo "namelist.input", onde são colocadas todas as opções.

O modelo WRF tem uma sequência lógica (Figura 3-7) para inserção e processamento de dados de modo periférico ao seu núcleo, proporcionando o uso para múltiplos propósitos. Está dividido em quatro partes principais:

- Organização de dados externos
- Pré-processamento - WPS (WRF Preprocessing System), incluindo Assimilação de dados (WRF Var) e OBSGRID
- Núcleo dinâmico - termodinâmico - ARW
- Pós-processamento e Visualização

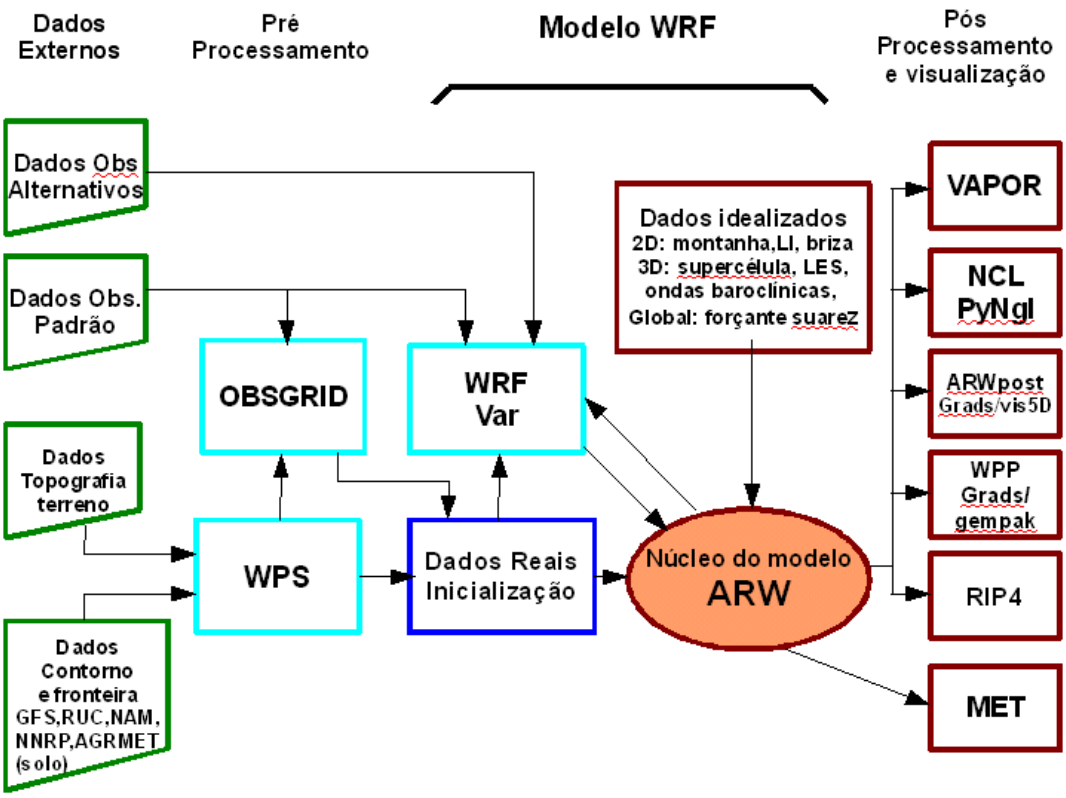

Figura 3-7: Diagrama de funcionamento do modelo WRF. O modelo é dividido em 4 principais grupos: organização e preparação de dados externos, pré-processamento, núcleo do modelo e pós-processamento.

WPS

O WPS, sigla de WRF Pré-processamento, prepara os dados de contorno (normalmente modelo global) e dados de características de terreno tais como topografia, vegetação, uso e cobertura de solo e realiza a interpolação de dados meteorológicos. A seguir algumas das principais funcionalidades do WPS:

- Definição do domínio da simulação;
- Interpolação dos dados de terreno tais como topografia, uso e cobertura do solo, tipos de solo;
- Interpolação dos dados de contorno que determinarão as condições atmosféricas das fronteiras do modelo. Normalmente, utilizam-se dados de modelos globais ou de outros modelos em escala maior do que a simulação atual;
- Projeções de mapa: polar estereográfico, Lambert, Mercator e latitude-longitude;

- Aninhamento de grades para simulações em maior resolução para previsão de circulações locais.

WRF Var

O WRF Variacional é um programa opcional, de assimilação de dados, utilizado para a ingestão de dados observacionais nas análises interpoladas criadas pelo WPS. Também pode ser usado para atualização das condições iniciais quando estiver realizando alguma rodada de ciclo de assimilação. Atualmente, a versão 4D Var está sendo utilizada no modelo WRF. Em relação a 3D Var, o versão atual utiliza uma janela temporal para calcular os erros da análise por um método iterativo, melhorando a qualidade da condição inicial do modelo.

As principais características do pacote de assimilação são:

- A assimilação tem por base a técnica variacional de dados, ou seja, é feito um ajuste para minimizar a diferença entre o campo ajustado e o observado em um processo iterativo, considerando hipóteses físicas como restrições impostas ao escoamento para obter um equilíbrio dinâmico;
- O erro do componente horizontal do campo base (“first guess”) é representado por um filtro recursivo, regional ou espectral para simulações globais. O componente vertical é aplicado por meio de projeções climatológicas geradas pelos autovetores;
- Programa para criar a própria climatologia da estimativa da covariância do erro por meio do método NMC ("ensemble perturbation").
- Módulo para inserção de irradiâncias de satélite e refletividade de radar para assimilação física.

Núcleo do Modelo WRF

Este é o componente chave do modelo, composto por diversos programas para simulações idealizadas e simulações com dados reais e integração numérica prognóstica. O núcleo possui uma série de opções tais como:

- Equações compressíveis não-hidrostáticas com opção hidrostática;
- Termos completos de curvatura e de Coriolis;
- Aninhamento unidirecional e bidirecional (ida e volta) com múltiplas grades;
- Aninhamentos móvel, ou seja, podem-se realizar simulações sob o ponto de vista Euleriano (ideal para furacões e ciclones);

- Coordenada sigma-pressão, ideal para simulações de topografia irregular, pois a coordenada tende a seguir as variações de terreno;
- Grade vertical com variação entre os níveis. Possibilita colocar maior resolução na baixa troposfera, onde ocorrem os maiores transportes verticais de momemtum e de massa;
- Projeções de mapa: polar estereográfico, Lambert, Mercartor e latitude-longitude;
- Grade de Arakawa C;
- Opções de integração Runge-Kutta de 2ª e 3ª ordem;
- Opções de advecção horizontal e vertical de 2ª a 6ª ordem;
- Filtros para modos de ondas acústicas e ondas de gravidade;
- Absorção de radiação e amortecimento Rayleigh;
- Condições para fronteiras laterais: periódica, simétrica e aberta radiativa e com zona de relaxação para casos reais;
- Opções completas de parametrizações de superfície, camada limite planetária, radiação de superfície e atmosfera, microfísica e convecção cumulus.
- Aplicação local até global, com experimentos realizados desde 500 m até simulações globais;

Pós-processamento e Visualização

Diversos formatos de saída podem ser convertidos a partir da saída do WRF que é em NetCDF. As mais utilizadas são RIP, Grads e grib.. Outra opção de visualização é o PyNGL (*www.pyngl.ucar.edu)* do NCAR , programa baseado em na linguagem de programação python com excelentes possibilidades de plotagem. Para gráficos em 3D diversos experimentos foram realizados com o VAPOR (*www.vapor.ucar.edu/)* que é uma plataforma de visualização de dados na área de geociências.

Coordenada do WRF

A coordenada utilizada pelo WRF é do tipo sigma-pressão, uma coordenada vertical na qual a superfície da variável não intersecta a topografia (Jacobson 1998). Nessa coordenada, as camadas de topo e base são definidas como superfícies constantes sigma σ, isto é, é igual a diferença entre a pressão na superfície terrestre e a pressão no topo do modelo. Desde que a

hipótese hidrostática seja usada para derivar as equações na coordenada sigma-pressão, as ondas acústicas que se propagam na vertical, são filtradas como uma solução para estas equações. Normalmente, fluxos não hidrostáticos não são simulados em coordenadas sigma-pressão e sim sigma-altitude.

As camadas do topo e da base são definidas como superfícies constantes σ, dado por :

$$\sigma = \frac{p_a - p_{topo}}{p_{a_\sup} - p_{a_topo}} = \frac{p_a - p_{topo}}{\pi_a} \qquad 3\text{-}4$$

onde p_a é a pressão do ar na altitude de interesse, $p_{_sup}$ é a pressão à superfície do modelo, p_{a_topo} é a pressão no topo do modelo e $\pi_{_a} = p_{a_sup} - p_{a_topo}$ é a diferença de pressão entre a superfície e o topo do modelo.

Da equação 4-4, define-se a pressão no nível sigma:

$$p_a = p_{a_topo} + \sigma\pi_a \qquad 3\text{-}5$$

Onde sigma é a fração <= 1

No topo do modelo => pa = p_{a_topo}, portanto, σ = 0

$$\sigma = \frac{p_a - p_{topo}}{p_{a_\sup} - p_{a_topo}} = \frac{p_{a_topo} - p_{topo}}{p_{a_\sup} - p_{a_topo}} = 0 \qquad 3\text{-}6$$

Na superfície => $p_a = p_{a_sup}$, portanto, σ = 1

$$\sigma = \frac{p_a - p_{topo}}{p_{a_\sup} - p_{a_topo}} = \frac{p_{a_\sup} - p_{topo}}{p_{a_\sup} - p_{a_topo}} = 1 \qquad 3\text{-}7$$

No modelo WRF a coordenada é denominada η e utiliza o componente hidrostático da pressão atmosférica com o objetivo de seguir o contorno do terreno para todos os tipos de regiões topográficas (Figura 3-8). Formalmente (Skamarock, et al. 2008), a coordenada η é definida por:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \qquad 3\text{-}8$$

onde p_h é o componente hidrostático da pressão atmosférica, e p_{hs} e p_{ht} referem-se a pressão ao nível da superfície e no topo do modelo, respectivamente.

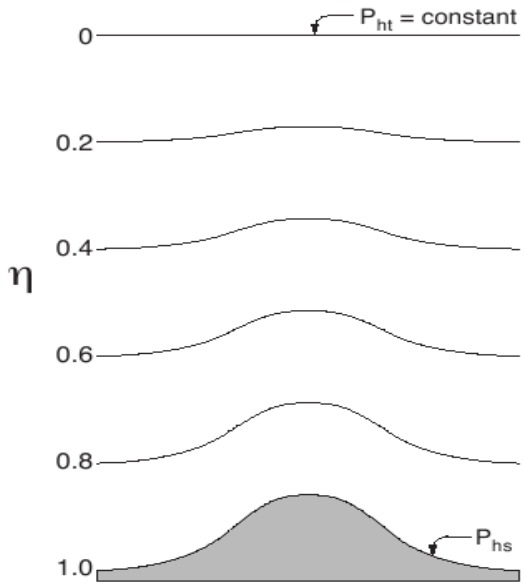

Figura 3-8: coordenada η utilizada no modelo WRF. Próximo a superfície terrestre e diante de grandes variações da topografia a coordenada se adapta ao contorno do terreno.

Os parâmetros utilizados no modelo WRF são descritos na tabela Tabela 3-1: **Parametrizações utilizadas no modelo WRF versão 3.1. para a simulação de precipitação. Todos membros possuem as mesmas parametrizações, exceto microfísica e de convecção cumulus.** e as áreas dos domínios aninhados estão ilustrados na Figura 3-9.

Tabela 3-1: Parametrizações utilizadas no modelo WRF versão 3.1. para a simulação de precipitação. Todos membros possuem as mesmas parametrizações, exceto microfísica e de convecção cumulus.

Resolução Horizontal	Grade 1 dx = dy = 15 km Grade 2 dx = dy = 6 km
Resolução Vertical	46 níveis
Tempo de Integração	48 horas
Passo de tempo da integração (“timestep”)	40 segundos
Radiação de Onda Curta	RRTM

Radiação de Onda Longa	Dudhia
Radt	9 min.
Modelo de solo	Monin-Obukhov Janjic (ETA)
Modelo de superfície	Noah LSM
Modelo de Camada Limite Planetária	Yonsei University (YSU PBL)
Microfísica e Cumulus (membro de controle)	Lin e Kain Fritsch
Aninhamento	2 grades, 1 sobre a região sul do Brasil, nordeste da Argentina e Paraguai e outra centrada sobre a bacia do Rio Iguaçu
Inicialização e contorno	Modelo global GFS versão 8 T254 L64 (resolução horizontal de 50 km e 64 níveis na vertical) e timestep de 7,5 min.
Projeção de Mapa	Lambert Conformal

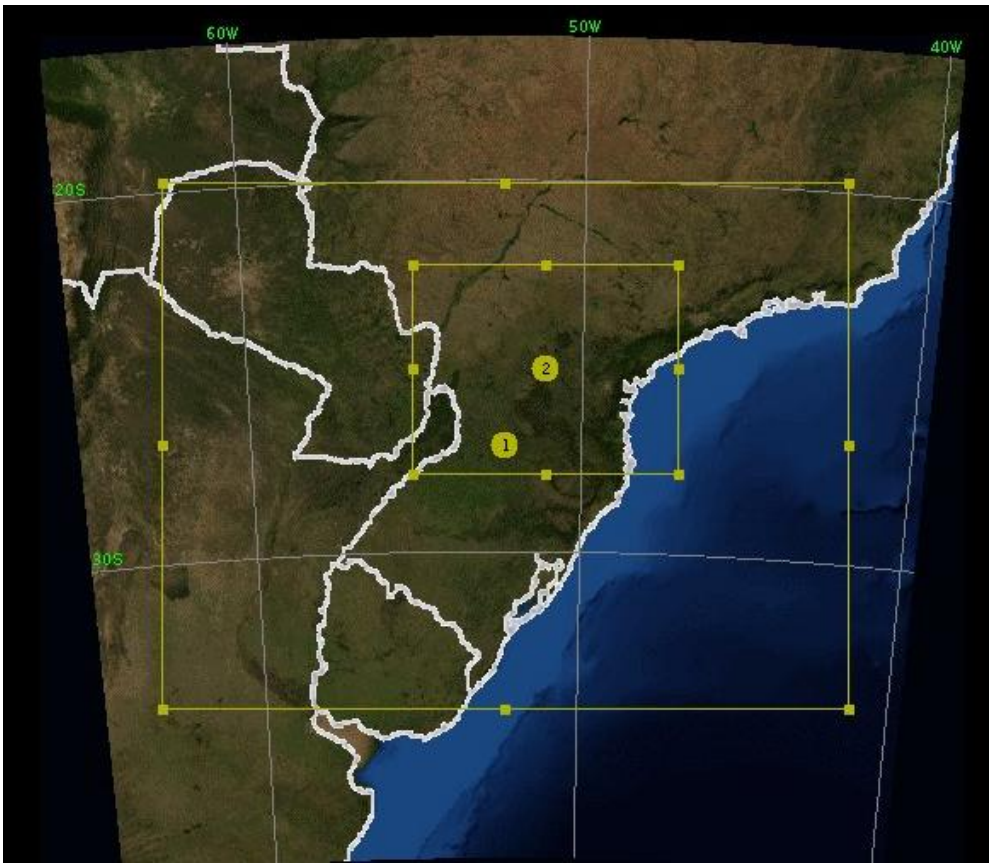

Figura 3-9: Ilustração das áreas de domínio do modelo WRF utilizada para elaboração dos membros de previsão. A área 1 possui resolução horizontal de 15 km e a área 2 de 5 km.

3.4. Modelo Hidrológico TopModel

O modelo hidrológico TopModel foi desenvolvido na Inglaterra entre o final da década de 70 e início da década de 80, com o objetivo de incorporar as variações do terreno das bacias topográficas de modo que a inclinação destas modifique a velocidade de propagação do escoamento superficial. Segundo o autor do modelo, Beven (1979), o TopModel possui um procedimento não linear de escoamento superficial relacionado à distribuição de frequência da rede de canais que completa o modelo. Isto permite distinguir subunidades da bacia de maneira que as áreas de cabeceira e a inclinação podem ser modeladas separadamente. Os parâmetros são baseados em um senso físico de modo que possam ser determinados diretamente por medições e, assim, o modelo pode ser utilizado em áreas sem medições de nível ou pluviômetros.

O modelo tem por base o armazenamento de água no solo com reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento que representam a resposta média da saturação do solo em uma sub-bacia homogênea (Silva e Kobiyama, 2007). O modelo separa a bacia hidrográfica verticalmente em três tipos de reservatórios: reservatório da zona de raízes (interceptação), reservatório da zona não saturada e reservatório da zona saturada.

E para realizar o escoamento realiza três processos fundamentais:

- escoamento subsuperficial na zona saturada;
- escoamento subsuperficial vertical na zona não saturada;
- escoamento superficial na saturação.

O déficit de saturação médio na bacia no escoamento subsuperficial da zona saturada é dado por :

$$\boldsymbol{S = -m\ \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m\lambda} \qquad 3\text{-}9$$

onde R é a precipitação média na bacia (mm), T_0 é a transmissividade do perfil do solo saturado na superfície, m é o parâmetro de decaimento que representa a profundidade efetiva do perfil do solo juntamente com o parâmetro de transmissividade e λ é o índice topográfico. A recarga e a transmissividade lateral do solo saturado é constante em toda a bacia.

O índice topográfico é uma das vantagens do modelo TopModel em relação a outros modelos chuva-vazão por caracterizar a inclinação do terreno da bacia de modo a ajudar na

propagação da água superficial, sendo calculado como um valor médio para toda a bacia (Xavier, 2008):

$$\boldsymbol{\lambda = \frac{1}{A} ln \left(\frac{a_i}{tan\beta_i}\right) dA} \qquad 3\text{-}10$$

Conforme Silva e Kobiyama (2007), o índice topográfico foi reescrito para conter a variação espacial da transmissividade T_0:

$$\boldsymbol{\lambda = \ln \left(\frac{a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i}\right)} \qquad 3\text{-}11$$

onde *i* representa cada célula de área da bacia, *a* área de drenagem por unidade de comprimento do contorno e β o ângulo da declividade do terreno.

A Figura 3-10 possui uma representação de áreas saturadas que são encontradas em áreas baixas de encostas com solos de baixa condutividade hidráulica ou áreas de baixa declividade.

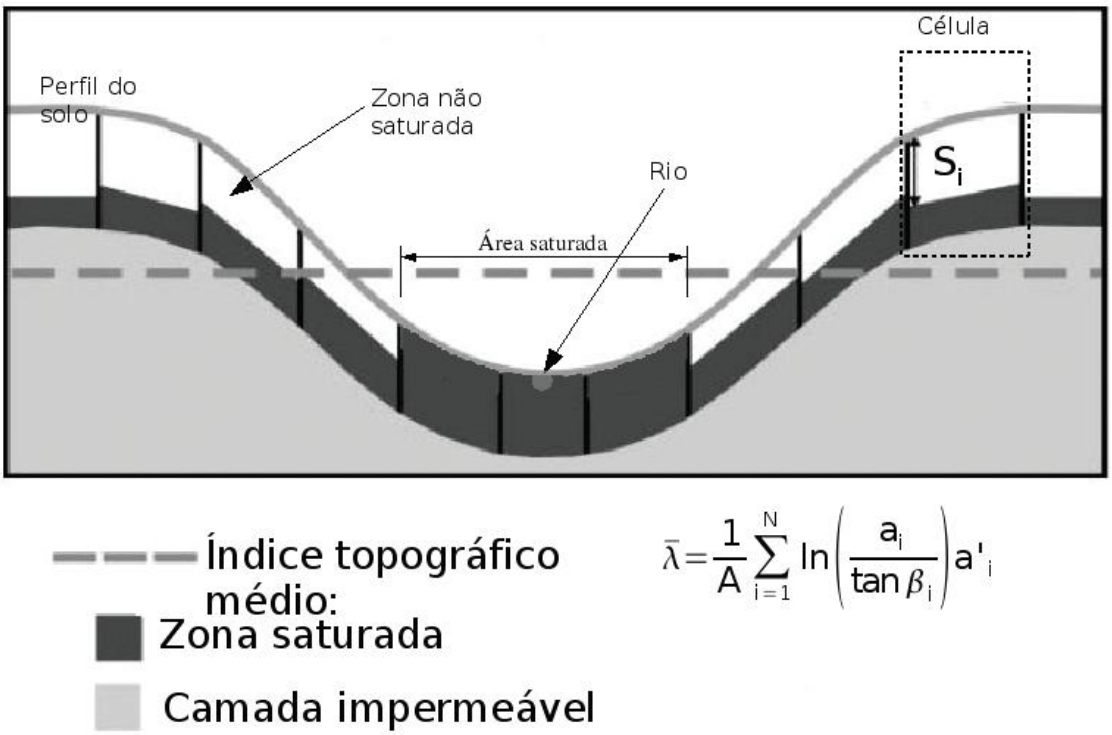

Figura 3-10: Representação física do índice topográfico médio e déficit local de armazenamento utilizados no modelo hidrológico TopModel. Reproduzido de Silva e Kobiyama (2007).

O modelo considera a região subsuperficial, na zona não saturada, a partir do instante em que o armazenamento seja maior que a capacidade de campo, momento em que o

escoamento se torna significativo. Isto porque os fluxos da zona não saturada para a zona saturada só ocorrem quando a capacidade de campo é excedida (Silva e Kobiyama, 2007). Nessa região, o modelo permite que o reservatório na zona de raízes seja esvaziado na taxa de evaporação E_a, quando não existe drenagem da zona não saturada para a zona saturada:

$$\boldsymbol{E_a = E_p\left(1 - \frac{S_{rz}}{S_{rmax}}\right)} \qquad 3\text{-}12$$

onde E_p é a taxa de evapotranspiração potencial, S_{rmax} o déficit máximo de armazenamento e S_{rz} é o déficit de armazenamento na região não saturada.

E o escoamento superficial em uma célula do modelo i saturada pode ser estimado por:

$$\boldsymbol{q = r_i a_{sat\ i}} \qquad 3\text{-}13$$

onde a_{sati} é a área saturada do modelo, r_i é a precipitação na célula i .

A estimativa do escoamento superficial total na bacia é realizada pela integração da vazão em cada célula saturada i.

A propagação do escoamento depende do tempo *tc* que a água se propaga pela área de escoamento superficial até a exutória da bacia, calculado por:

$$\boldsymbol{tc = \sum_i^N \frac{I_i}{R_v \tan\beta}} \qquad 3\text{-}14$$

onde I_i é a distância do i-ésimo segmento do escoamento com declividade igual a tan β, R_v é a velocidade no canal (constante parametrizada) e N é o número de segmentos entre o ponto e a exutória.

Embora existam algumas limitações no modelo TopModel, como a recarga e transmissividade lateral constantes, a precipitação e a evaporação são constantes para toda a área da bacia, a velocidade de propagação é invariável e o déficit máximo de armazenamento da da zona radicular é fixo para toda a zona, os bons resultados obtidos com o modelo TopModel na bacia urbana do rio Belém, sub-bacia do rio Iguaçu, em Curitiba (Mine e Clarke, 1996), e ao longo das nove primeiras sub-bacias do rio Iguaçu (Conselvan, 2006), encorajaram o desenvolvimento de um sistema de previsão por conjunto, onde a precipitação prevista por cada membro do conjunto é utilizada como cenário de chuva no modelo hidrológico chuva-vazão TopModel. Ambas, modelagem meteorológica e hidrológica, possuem uma estrutura complexa para o total entendimento e obtenção de simulações realísticas. Porém, acredita-se que, ao estudar parte desses componentes, é possível melhorar

a qualidade da informação e também prover novos tipos de análises aos profissionais previsores. Por isso, neste trabalho, será investigado o comportamento das diversas soluções de previsão de chuva no modelo hidrológico TopModel, sendo este invariável ao longo de todas as simulações.

Os parâmetros do modelo TopModel seguem a curva obtida por Conselvan (2006), onde a calibração foi obtida com dados de a topografia de resolução de 90 m e dados de precipitação e de vazão do rio Iguaçu horários de 5 anos.

3.5. Casos Selecionados

Foram selecionados 32 eventos de precipitação entre 2005 e 2010 que modificaram a vazão do rio Iguaçu na estação hidrológica de União da Vitória em, pelo menos, 30 %. Assim, a água proveniente da precipitação, foi suficiente para, além de infiltrar no solo, se propagar até o rio de forma a influenciar o nível do mesmo.

A prioridade foi de eventos de chuva que influenciaram o crescimento do nível do rio e o instante em que ocorre a estagnação deste crescimento. Os níveis de déficit no rio Iguaçu estão relacionados a fatores climáticos, em períodos sazonais de precipitação abaixo da média climatológica e, por isso, foi considerado fora do escopo da previsão de 48 h, proposta neste trabalho.

Para a seleção dos eventos foram adotados dois critérios:

- A maioria dos eventos de chuva gerou impacto na vazão do rio Iguaçu na estação de União da Vitória maior que 20 % em 24 horas;

- Selecionar casos variados do tipo de precipitação estratiforme e convectiva e diferentes fenômenos como linhas de instabilidade e passagem de sistemas frontais.

A Tabela 3-2 sumariza os eventos, com uma breve descrição do tipo do fenômeno e a variação da vazão na estação de União da Vitória-PR.

Tabela 3-2: Eventos selecionados para as simulações dos conjuntos de previsão. As informações de vazão correspondem a medições realizadas no município de União da Vitória – PR, exutória da bacia de estudo.

Data	Fenômeno	Tipo de precipitação predominante	Vazão Inicial	Vazão em 48 horas (m^3/s)	Pico de vazão (m^3/s)
30/08/2005	Linha de instabilidade pré-frontal e frente fria	Convecção profunda	213	415	415 - 48h
05/09/2005	sistema frontal	Estratiforme e	1490	2090	2090 -48h

		convecção			
04/10/2005	Sistema convectivo	Convecção profunda	1161	1536	1536-48h
13/10/2005	Convecção diurna	convecção	1529	1496	1546 – 136 h
27/10/2005	Convecção diurna e CCM 36 horas	Convecção profunda	990	1063	1456 – 43h
28/10/2005	CCM 9 horas e convecção diurna	Convecção profunda	980	1424	1456 – 49h
01/11/2007	Sistema frontal	Estratiforme e convecção	466	761	1045 – 88h
05/12/2007	Sistema convectivo	estratiforme	227	504	664 - 77h
12/04/2008	Linhas de instabilidade e sistemas convectivos pré-frontais	Convecção e estratiforme	148	195	382 – 76h
20/04/2008	Frente fria	Estratiforme	398	455	556- 72h
29/04/2008	Frente fria	Convecção e estratiforme	400	808	919 - 59h
10/07/2009	Frente fria	Estratiforme com convecção em forma de pequenas linhas de instabilidade	212	537	778 -145h
27/07/2009	Frente fria	Convecção e estratiforme	1926	1774	1926 – 0h
01/08/2009	Convecção pré-frontal e frente fria	Convecção e estratiforme	792	11207	1235 – 88h
17/08/2009	Sistema frontal	estratiforme	698	488	568 – 97h
07/09/2009	Convecção isolada e frente fria	convecção	387	686	1212 – 120h
27/09/2009	Convecção isolada	convecção	1401	1746	2032 – 120h
11/10/2009	Cavado de onda curta	estratiforme	1730	1749	1760 – 58h
14/10/2009	Frente fria	Estratiforme	1926	1774	1846 – 25h
17/01/2010	Convecção diurna e LI	convecção	858	979	1008 – 63h
20/01/2010	Convecção pré-frontal	Convecção	1039	1212	1323 – 66h
12/02/2010	Convecção diurna	Convecção	764	855	868 – 74h
28/03/2010	Convecção diurna e circulação do mar	Estratiforme	850	1059	1068 – 60h
05/04/2010	Frente fria	Estratiforme	1176	1307	1311 – 76h
25/04/2010	Convecção pré-frontal	Convecção e estratiforme	1470	1970	2305-83h

3.6. Diagrama de Conjuntos (“epsgrama”)

Após diversas simulações, com variadas condições iniciais e modelos de física de nuvens, é necessário representar graficamente a previsão do conjunto como um todo e também algumas características individuais deste conjunto. Máximos e mínimos, tendência do conjunto e desvios são informações importantes para se avaliar as incertezas envolvidas nas simulações.

O diagrama de conjuntos é um desenvolvido pelo uso de um gráfico de velas representando características de um conjunto de previsões em um dado instante, neste caso, precipitação horária (Figura 3-11). O topo (máximo) e a base (mínimo) representam os valores máximos e mínimos obtidos por algum membro do conjunto. A mediana é representada por um traço dentro da caixa vermelha para identificar qual o caminho mais provável que as previsões estão indicando. O retângulo em vermelho representa todas as simulações entre os quartis 25% e 75% , ou seja, a maioria das previsões.

O retângulo informativo é construído para cada horário de simulação. Se as simulações são horárias, para cada horário de previsão existirá uma representação gráfica retangular para designar o comportamento das previsões neste instante.

Portanto, o diagrama de conjuntos é um gráfico que representa o comportamento de uma variável (neste caso a precipitação) em relação ao tempo, muito similar a um meteogramas, diferindo na quantidade de simulações que é infinita no diagrama de conjunto. Este gráfico também é chamado de “epsgram” oriundo da língua inglesa: “ensemble prediction system”. A grande vantagem do diagrama de conjuntos é que se pode analisar a incerteza do sistema de previsão. A incerteza pode ser devida as diferenças nas condições iniciais ou dos modelos de cada membro de previsão ou pode ser dada pelas próprias características da dinâmica da atmosfera.

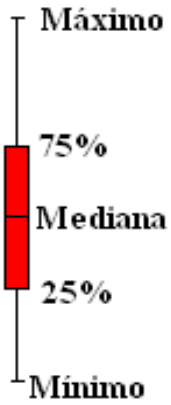

Figura 3-11: Explicação do diagrama de conjuntos representando a tendência das previsões realizadas pelos membros do conjunto de simulações. Os valores máximos e mínimos representam o valor máximo e mínimo obtido em algum membro do conjunto. A mediana é representada por um traço dentro da caixa vermelha para identificar qual o caminho mais provável as previsões estão seguindo. para onde a maioria das previsões estão seguindo. Os quartis 25% e 75% representam a porção da maioria das simulações.

3.7. Índice de Previsão Probabilística de Extremos (IPPE)

O Índice de Previsão Probabilística de Extremos - IPPE (EFI em inglês - "Extreme Forecast Index"), é um índice criado por (Lalaurette 2003) para extrair informações de extremos em variáveis meteorológicas a partir de uma referência climatológica de previsões por conjunto

$$\boldsymbol{IPPE_n = (n+1)\int_0^1 (p - F_f(p))^n dp} \qquad 3\text{-}15$$

Onde p é a variável meteorológica, $F_f(p)$ a probabilidade na qual uma previsão probabilística indica que determinada observação estará abaixo (q(0) ou acima (q(1))) de um determinado limiar q.

O limiar q pode ser determinando por extremos de alguma função, por exemplo, representar 5 % da temperatura mínima em determinada localidade, pela climatologia de algum modelo numérico ou ser obtido por calibração em modelos de vulnerabilidade. Ou ainda, conhecendo os impactos da variável meteorológica p, pode-se determinar um limiar tal que se Ff(p) > q(p) , algum fenômeno (cheia ou deslizamento) possa ocorrer.

Da equação 4-15, $F_f(p) = p$ ocorre nos casos em que todos os membros do conjunto estão dentro do limiar estabelecido q. Isto é, todos os membros concordam com a ocorrência de determinado extremo ou ainda fenômeno. Se $F_f(p) > p$, então o conjunto possui uma probabilidade maior de falsos valores abaixo do limiar q(p) do que realmente ocorre com a variável p. Quando isto ocorre para a maioria dos percentis de probabilidade, o IPPE será negativo, do contrário será positivo. Portanto, IPPE é negativo quando a maioria dos membros possuem previsão abaixo do limiar mínimo e positivo quando está acima do limiar máximo.

Por exemplo, consideremos um valor extremo para precipitação média horária em uma bacia hidrográfica 10 mm. Supondo que nosso sistema de previsão por conjunto tenha 10 membros e que 8 membros preveem valores abaixo do limiar de 10 mm, o índice de previsão probabilística será negativo , -0,8. Se, do contrário, 7 membros previssem valores acima de 10 mm, então o IPPE seria positivo 0,7.

No presente trabalho, serão utilizadas as categorias de precipitação selecionadas por (Calvetti et al. 2006), onde categorias de precipitação foram definidas em função do impacto da precipitação média na previsão de vazão nas sub-bacias do Rio Iguaçu.

3.8. Índices Estatísticos de Desempenho

Nos sistemas de previsão probabilística, utilizam-se avaliações de acordo com a probabilidade de ocorrência de certo intervalo de precipitação calculada a partir das soluções dos membros de previsões (Jolliffe e Stephenson, 2003).

Para a avaliação de probabilidades o índice de Brier tornou-se uma referência para avaliação de previsões probabilísticas. O índice considera o quadrado da diferença entre a probabilidade prevista e a ocorrência do fenômeno ou da classe da variável em questão.

Por exemplo, para avaliação de 10 membros de previsão para todos os eventos, o índice de Brier foi utilizado para precipitações acima de 2 mm:

$$IB = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(p_i - o_i)^2 \qquad 3\text{-}16$$

Onde:

p é a probabilidade de previsão do volume de chuva horária calculado com os membros de previsão, o é a ocorrência ou não de precipitação acima de 2mm, ou seja, 0 para não ocorrência e 1 para a ocorrência.

IB será 0 para previsões com probabilidade 100 % corretas e 1 para probabilidade de previsão totalmente incorreta ou sem confiabilidade.

Para calcular o índice de Brier em classes e, ainda, detalhar a avaliação das previsões por conjunto, foi proposta a decomposição do índice em três termos: a confiabilidade, a resolução e a incerteza. Logo, para k classes de probabilidade em N eventos o índice Brier é calculado pela seguinte equação:

$$\boldsymbol{IB} = \underbrace{\frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{N}}\sum_{\boldsymbol{k}=\mathbf{1}}^{\boldsymbol{k}} \boldsymbol{n_k}\,(\boldsymbol{p_k} - \overline{\boldsymbol{o}}_{\boldsymbol{k}})^{\mathbf{2}}}_{\text{confiabilidade}} - \underbrace{\frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{N}}\sum_{\boldsymbol{k}=\mathbf{1}}^{\boldsymbol{k}} \boldsymbol{n_k}\,(\overline{\boldsymbol{o}}_{\boldsymbol{k}} - \overline{\boldsymbol{o}})^{\mathbf{2}}}_{\text{resolução}} + \underbrace{\overline{\boldsymbol{o}}(\mathbf{1} - \overline{\boldsymbol{o}})}_{\text{incerteza}} \qquad 3\text{-}17$$

onde n_k é o número de previsões com a mesma categoria de previsão k, p_k é a probabilidade de uma classe k ocorrer, $\bar{o}$ é a taxa climatológica total de um evento ocorrer, $\bar{o}_k$ a freqüência observada da classe k ocorrer e N o número total de previsões realizadas.

O primeiro termo do lado direito da equação, a confiabilidade, é a variância das probabilidades de ocorrência da classe k em relação à observação. Para previsões confiáveis, os valores deste termo devem ser próximos de zero, indicando que a probabilidade prevista possui um desvio pequeno em relação às observações.

O segundo termo, a resolução, é uma medida da variância da ocorrência do fenômeno ou variável a ser prevista. Neste caso, quanto maior a resolução, melhor o sistema de previsão poderá identificar situações de ocorrência ou não ocorrência do evento no futuro. Isso porque a resolução mede o quanto a probabilidade da ocorrência difere da média climatológica. É em suma a variância do evento ou variável medindo a dispersão em relação à sua própria média climatológica, calculando a habilidade das previsões em distinguir situações com diferentes freqüências de ocorrência.

A incerteza, terceiro termo da equação, é igual a variância das observações. Esse termo é independente do sistema de previsão e não pode ser reduzido pela melhoria das previsões. O valor será zero quando a probabilidade climatológica é zero; um ou um máximo quando a probabilidade climatológica for de 0,5. Quando o evento a ser previsto quase nunca ocorre ou quase sempre ocorre a incerteza na previsão é pequena e a previsão das probabilidades climatológica terá bons resultados. Quando a probabilidade climatológica estiver próxima a 0,5, então há uma incerteza inerente na previsão, tornando o terceiro termo da equação com valores muito maiores.

Para calcular o erro médio quadrático da fase e da amplitude, foi utilizado o método de Takacs (1985) onde o erro de amplitude refere-se às diferenças entre previsão e observação e o desvio padrão e o erro de fase considera, além do desvio padrão, a correlação entre as duas séries. Os erros de amplitude e fase são definidos como:

$$\boldsymbol{EMQ_{amp} = [\sigma(P_{obs}) - \sigma(P_{prev})]^2 + [(\overline{P_{obs}}) - \sigma\overline{(P_{prev})}]^2} \quad 3\text{-}18$$

$$\boldsymbol{EMQ_{fase} = 2(1-\rho)\sigma(P_{obs})\sigma(P_{prev})} \quad 3\text{-}19$$

onde P_{obs} é a precipitação observada, P_{prev} precipitação prevista, σ é o desvio padrão e ρ é a correlação entre as séries prevista e observada.

Os tradicionais índices erro médio aritmético (EMA) e quadrático (EMQ) também foram utilizados para avaliar o desvio em relação a média e verificar o desempenho do conjunto entre as previsões nos diferentes horários no primeiro e segundo dia de integração.

$$EMA = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}(P_{prev} - P_{obs})} \quad 3\text{-}20$$

$$EMQ = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^{N}\left(P_{prev} - P_{obs}\right)^2} \quad 3\text{-}21$$

4. Resultados

Os resultados desta pesquisa foram obtidos com resolução temporal horária. Como a precipitação possui grande variabilidade espacial e temporal, assume-se um risco de elevada penalização dos resultados pela análise horária. Por exemplo, uma simulação pode realizar uma previsão correta da formação de uma linha de instabilidade, mas com uma defasagem de duas ou três horas; se calcularmos um índice de acerto para um determinado horário, este seria baixo, penalizando a simulação para o não sucesso. Mas, se considerarmos o erro de fase, a previsão terá um sucesso relativo, já que o erro ocorreu na propagação do sistema precipitante e, mesmo assim, é uma previsão muito útil para o dia a dia de um meteorologista previsor. A despeito dessa penalização, as previsões horárias são fundamentais para a modelagem hidrológica e no monitoramento e operação de barragens e comportas. Para a previsão de inundações urbanas e outras atividades, também há necessidade da resolução horária, principalmente em previsões de curto prazo, até 24h. Por isso, o estudo foi focado nas acumulações horárias de precipitação, com algumas análises de 6h.

Os resultados foram gerados para as sub-bacias do rio Iguaçu as quais possuem área menor que 5000 km^2. Considerando a classificação de Ponce (1994), são bacias de médio porte, com duração média da chuva menor que o tempo de propagação da água em superfície. Segundo a escala meteorológica de Orlanski (Fujita, 1986), os experimentos foram realizados entre a mesoescala gama (2-20 km e 30 minutos) e mesoescala beta (20-200 km e 30 min – 6h), de modo a simular fenômenos tais como linhas de instabilidade, tempestades isoladas, nuvens geradas por circulação marítima e convecção provocada pela propagação de sistemas frontais. As análises dos resultados foram realizadas na escala temporal horária e na escala espacial de 5-10 km. Desta forma, os resultados das simulações meteorológicas estão praticamente na mesma escala que as análises hidrológicas realizadas por meio de simulações com modelo hidrológico, evitando efeitos de interpolação na translação de escalas.

4.1. Definição do Conjunto de Previsões: testes de sensibilidade

Para elaborar o conjunto de previsões, foram estabelecidas hipóteses e objetivos para restringir o número de membros a fim de tornar o sistema interpretativo e viável computacionalmente:

- Embora o conjunto de previsão possa ser utilizado para diversas variáveis, o foco do projeto é a previsão quantitativa de precipitação em bacias hidrográficas, aqui representada pela bacia do Rio Iguaçu, no Paraná;
- O conjunto foi configurado para previsão em mesoescala, incluindo fenômenos como linhas de instabilidade, complexos convectivos, células ordinárias e convecção gerada pela propagação de sistemas frontais. Considerou-se um período de integração até 48 h, tempo suficiente para o escoamento da água ao longo de bacias hidrográficas pequenas e médias;
- As previsões são horárias, permitindo simulações hidrológicas em bacias com tempo de resposta muito curto, entre 2 e 6 horas;
- O sistema deve ser viável econômica e computacionalmente para ser instalado em um sistema operacional.

Para criar um conjunto de previsão, é possível definir um membro a partir de uma gama de opções, tais como: perturbações em campos de temperatura, vento e umidade específica, perturbação na assimilação de dados, utilização de variados modelos de microfísica, convecção, modelos de superfície e camada limite, parametrizações físicas e a utilização de modelos múltiplos.

Os membros do conjunto foram configurados com perturbações físicas definidas a partir de combinações de diferentes soluções de modelos de convecção e microfísica do WRF, e perturbações dinâmicas a partir de condições iniciais defasadas temporalmente em 6, 12 e 18 horas, provenientes da análise do modelo global GFS

Testes com diferentes parametrizações de microfísica e convecção mostraram uma grande variação na intensidade de precipitação e diferentes tempos de disparo da convecção. Em geral, o erro de fase está associado ao início de convecção de cada parametrização e a amplitude relacionada com o consumo de energia do modelo de convecção e a previsão de distribuição de gotas na nuvem (Jankov e Gallus Jr., 2005). Para resolver os processos termodinâmicos e convectivos, foram utilizadas sete combinações de convecção e microfísica com a versão 3.1 do modelo WRF.

Para as perturbações nas condições iniciais foram utilizadas análises defasadas em relação ao horário da 00 UTC, sendo a simulação de 18 UTC anterior ao horário inicial, enquanto as de 06 e 12 UTC são posteriores ao horário inicial. Além de representar diferentes momentos, as análises defasadas representam as diferentes condições iniciais devido à quantidade de observações disponíveis em cada análise. Essa hipótese já é observada há muitos anos, por exemplo, quando uma análise possui diferenças significativas em relação às

observações e já na análise seguinte nota-se a correção desses erros (Lu et al., 2007 e Machado et al., 2010).

Tabela 4-1: Definição dos membros do sistema de previsão por conjunto

Membro de previsão	Modelo de convecção	Modelo de Microfísica	Horário da Análise (UTC)
1 - controle	Kain - Fritsch	Lin et at.	00
2	Kain - Fritsch	WSM 3	00
3	Kain - Fritsch	WSM 5	00
4	Kain - Fritsch	WSM 6	00
5	Kain - Fritsch	Thompson	00
6	Betts-Miller-Janjic	Lin et al.	00
7	Grell-Devenyi	Lin et al.	00
8	Grell 3D	Lin et al.	00
9	Kain-Fritsch	Lin et al.	06
10	Kain-Fritsch	Lin et al.	12
11	Kain-Fritsch	Lin et al.	18

O conjunto atual foi idealizado a partir de experimentos com cinco eventos de precipitação intensa na bacia do rio Iguaçu: convecção diurna (27/10/2005), sistema frontal (05/09/2005), chuva estratiforme (10/07/2009), convecção pré-frontal (01/08/2009) e convecção pré-frontal (25/05/2010). As soluções de microfísica e convecção foram escolhidas a partir dos menores índices de erro médio quadrático na precipitação diária, quando comparada com valores do SIPREC.

Como o aumento da resolução horizontal do modelo é importante para melhorar a distribuição espacial da precipitação, identificar alguns picos de intensidade e obter a circulação local, que pode ser uma fonte importante de advecção de calor e umidade (Haas, 2008), foi realizado um teste com a microfísica explicita de Thompson e resolução horizontal de 3 km, mas o erro médio quadrático diminuiu apenas 10% e aumentou em três vezes o custo computacional, o que o tornou, ainda, inviável para se aderir ao conjunto.

Quanto maior o número de membros com diferentes configurações físicas, maior o espalhamento e maior será a gama de componentes a participar do processo decisório. De acordo com as correntes de pensamento para análise dos resultados (capitulo 1), pode-se escolher entre uma gama de membros com as mais variadas condições iniciais e soluções

físicas para compor a maior variabilidade possível ou definir uma configuração de membros conhecidos. Para este projeto, escolheu-se a segunda hipótese por dois motivos: o conhecimento da destreza das previsões e a maior eficiência do uso do recurso computacional.

Embora uma climatologia de soluções deva ser investigada, o número de 10 membros, representando 10 tipos de soluções para o prognóstico de precipitação, foi o limite no qual não houve uma diminuição significativa do erro médio quadrático para os cinco eventos inicialmente testados ao se aumentar o número de membros.

A seguir são descritas algumas opções escolhidas para as simulações com o modelo WRF para previsão quantitativa de precipitação:

Resolução horizontal: como a condição inicial e de contorno do modelo GFS é de 50 km, utilizaram-se duas grades, sendo uma aninhada a grade principal. Foram realizados testes com grades 27 e 9, 24 e 6 e 15 e 5 km, esta última escolhida para todas as simulações.

Resolução Vertical: os testes foram com 28, 38 e 46 níveis. Os resultados foram muito similares e as rodadas com 38 e 46 níveis foram praticamente iguais, escolhendo-se, portanto 38 níveis para economia de processamento computacional. A distribuição vertical foi realizada utilizando uma curva hiperbólica tangente, a qual prioriza uma maior densidade na baixa e média troposfera onde ocorrem os fluxos verticais mais intensos.

Intervalo de integração: foram testados dois passos de tempo, de 60 segundos e 40 segundos. O tempo de processamento aumentou em aproximadamente em 25 % e não foram observadas diferenças significativas nos campos de precipitação. Portanto, utilizou-se o intervalo de tempo de 60 segundos.

4.2. Análise temporal das incertezas (epsgramas)

Segundo Johnson e Bowler (2009), um conjunto de previsões é definido para ser confiável se a frequência observada do evento, para uma dada probabilidade de previsão, é igual à probabilidade da previsão. A definição significa que os membros de previsão são estatisticamente idênticos ao valor verdadeiro num senso de distribuição de probabilidades, ou seja, em ambos os casos é possível representar o mesmo fenômeno. A previsão determinística é realizada em torno de um único valor de uma variável num certo instante. Pode-se calcular um valor climatológico de desvio em relação às observações, mas apenas em torno desse valor. A previsão probabilística proporciona o conhecimento da incerteza em relação à própria previsão por meio de uma gama de soluções geradas para uma variável em um determinado instante.

Uma forma rápida e versátil de análise das soluções é utilizar meteogramas em gráficos cilíndricos com indicadores de máximos e mínimos, quartis de 25% e 75 % e mediana (seção 3.6). A ideia é representar, em apenas um gráfico, a variabilidade das previsões de modo a informar a tendência e a incerteza do conjunto para a tomada de decisão do meteorologista previsor. A apresentação da variação dos membros do conjunto é fundamental, pois a precipitação é uma variável resultante de processos físicos complexos e a incerteza das soluções é maior que em variáveis contínuas como geopotencial em 500 hPa e temperatura em superfície.

Resultados das previsões por conjunto para o caso de 27 e 28 de outubro de 2005 (Figura 4-1) mostram a variabilidade das previsões de precipitação para a bacia do rio Iguaçu. A partir das primeiras 6 horas de simulação, com precipitação média na bacia abaixo de 5 mm, o conjunto apresenta valores entre 0 mm e 5 mm. Supõe-se que, neste período, há diferenças na conversão de água na nuvem em precipitação e também diferença no início da convecção. Depois de 18h de simulação, a quantidade de precipitação aumenta e praticamente todas as previsões geraram chuva intensa sobre a bacia, indicando que o mecanismo de início de convecção de todos os membros de previsão foi disparado. Pela mediana (traço preto dentro das caixas cilíndricas no gráfico), observa-se que há uma tendência de chuva em torno de 10 mm. As simulações para o dia seguinte mostram um comportamento semelhante no período compreendido entre 36 e 42 horas.

Não há uma diferença sistemática entre os picos mínimos e máximos. Os valores mínimos são encontrados no início do período de chuva e os máximos aparecem distantes em praticamente todas as simulações de precipitação acima de 10 mm.

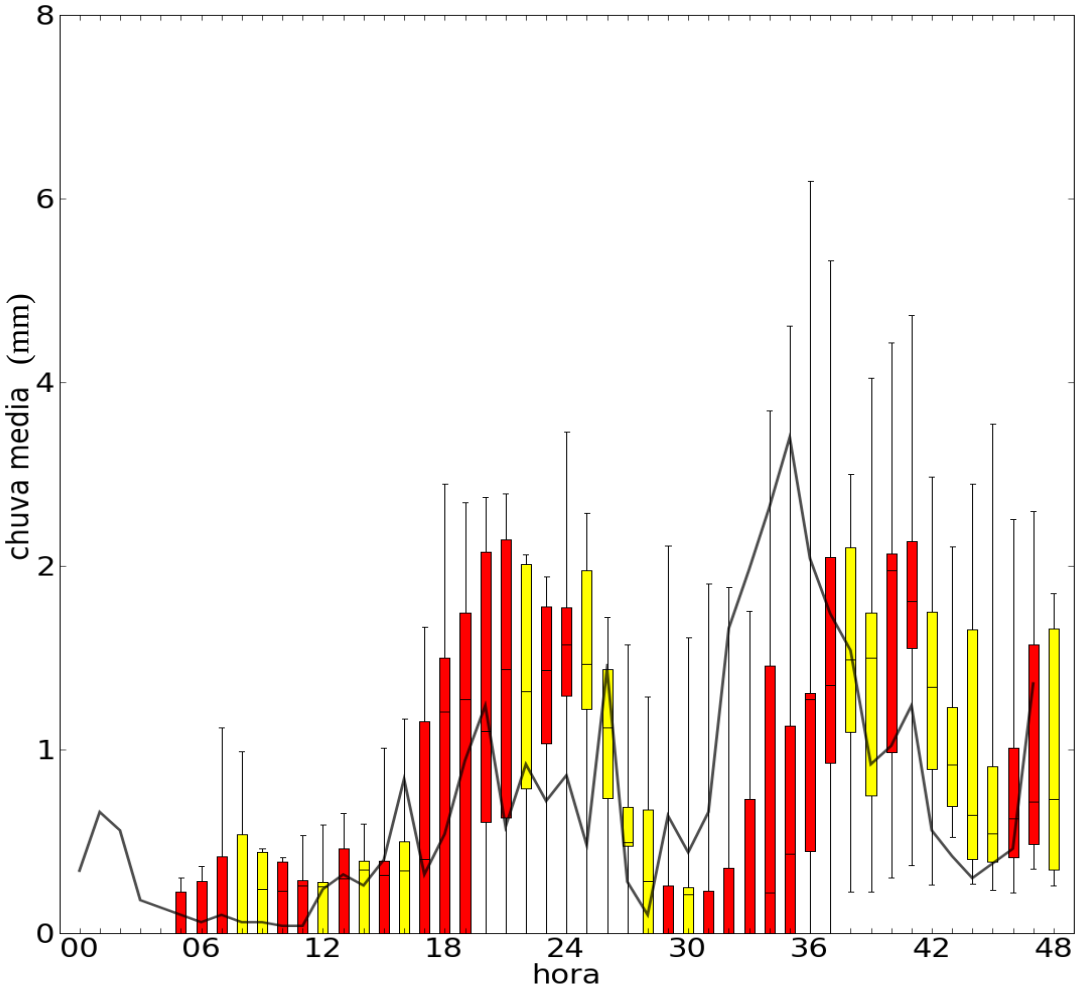

Figura 4-1: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 27 e 28 de outubro de 2005. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite.

Observou-se nos experimentos que, em casos de chuva estratiforme, a incerteza do conjunto é menor, porque o espalhamento entre os membros do conjunto é menor do que na chuva convectiva. Por exemplo, nas simulações do dia 04 de setembro de 2005 (Figura 4-2), a partir da trigésima hora de simulação, o espalhamento diminui significativamente com variação de apenas 3 mm, mostrando uma grande concordância das previsões. Interessante notar que neste dia, na previsão da 18ª hora, o espalhamento corresponde a mais de 60 % do valor máximo, indicando uma grande incerteza no conjunto de simulações.

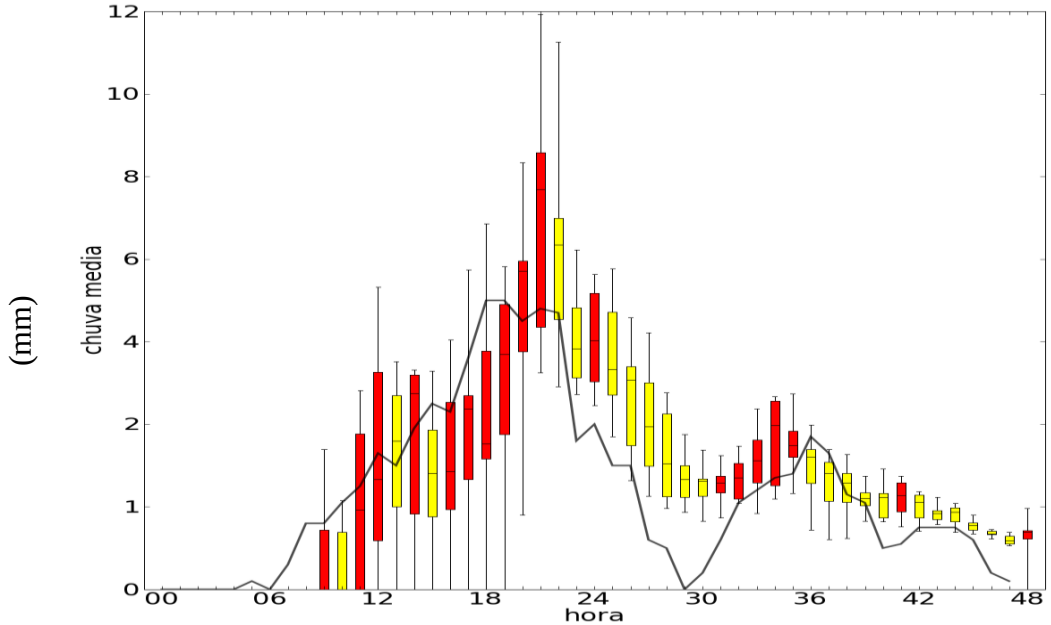

Figura 4-2: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 05 e 06 de setembro de 2005. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite.

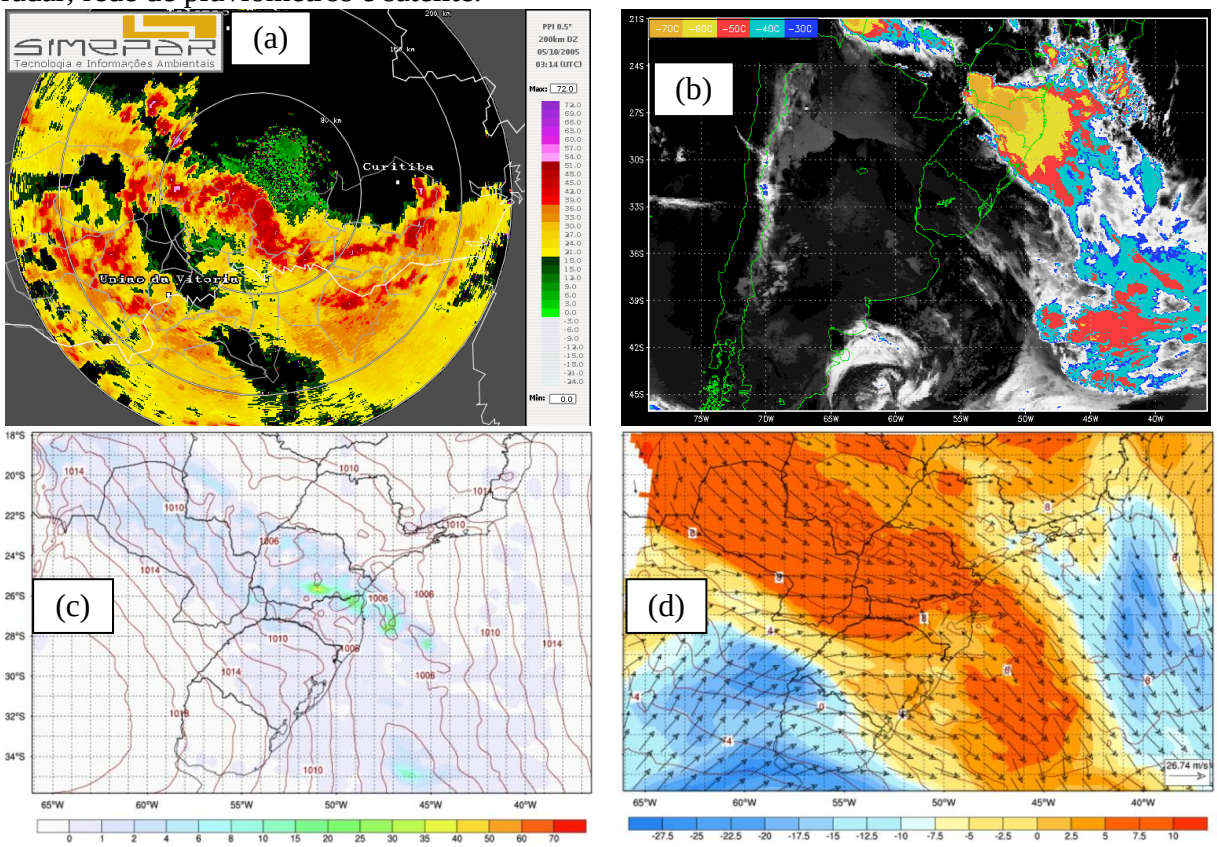

Figura 4-3: (a) Refletividade, PPI 0,5º obtida pelo Radar de Teixeira Soares –PR às 23 55 UTC , (b) imagem IR 4 obtida pelo satélite GOES 12 às 23 45 UTC de 04 de setembro de 2005, (c) campo de precipitação horária e (d) pressão ao nível médio do mar à 00 UTC do dia 05 de setembro de 2005 simulada pela rodada de controle do modelo WRF inicializado à 00 UTC de 04/09/2005.

Observa-se nos campos de pressão ao nível médio do mar e precipitação acumulada em 1h (Figura 4-3 c), que o posicionamento do sistema frontal (Figura 4-3 b) foi corretamente simulado. Na imagem de refletividade medida pelo radar Doppler de Teixeira Soares – PR (Figura 4-3 a) é possível observar que existem áreas de convecção na parte posterior do sistema e uma ampla área estratiforme distribuída sobre as sub-bacias do rio Iguaçu. A distribuição da precipitação foi simulada com relativo sucesso (Figura 4-4**Figura 4-2**), de modo que o conjunto médio pode representar a chuva ocorrida, diminuindo as incertezas do conjunto de previsões (Figura 4-2).

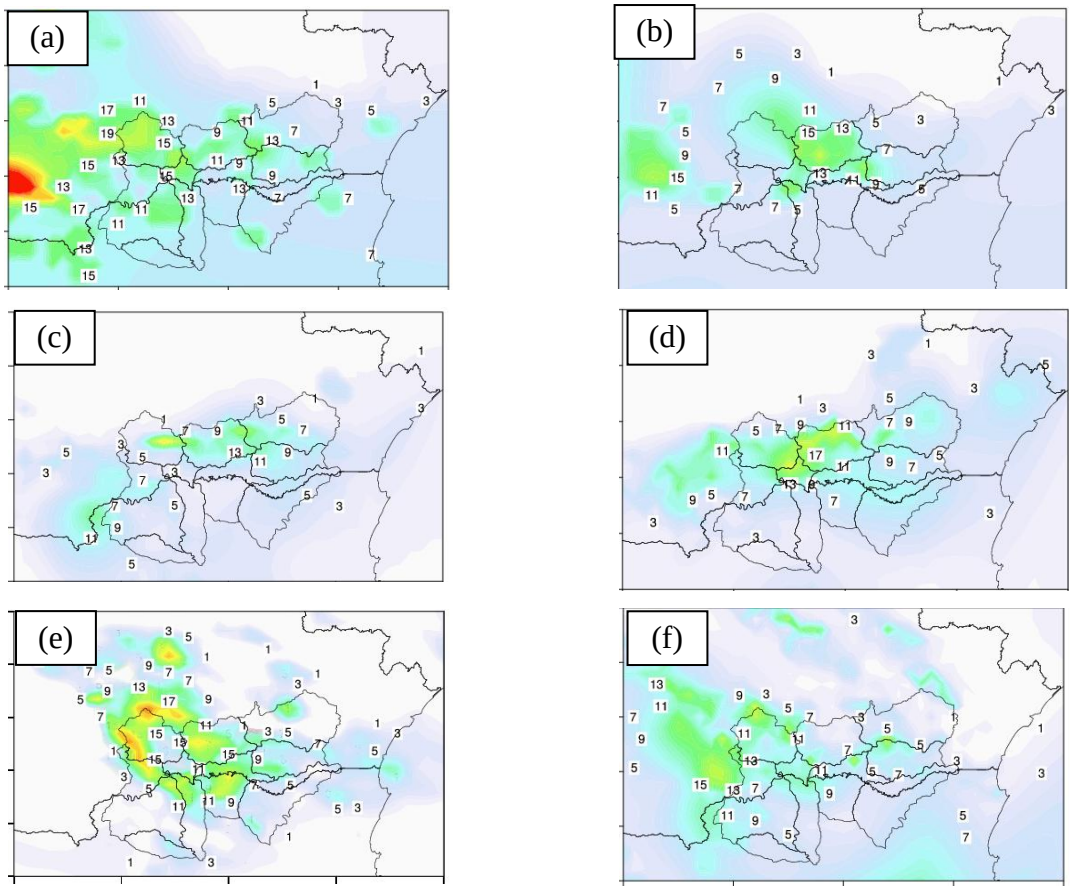

Figura 4-4: Precipitação horária do conjunto médio (esquerda) e observada (direita) para 21, 22 e 23 UTC do dia 11 de setembro de 2005.

Nos dias 10 e 11 de julho de 2009, o descolamento entre as curvas da precipitação observada e do conjunto de previsões (Figura 4-5) indica um erro de amplitude na simulação do fenômeno, embora a fase esteja simulada adequadamente. Nesse dia, formou-se um vórtice em níveis médios sobre a região sul do Brasil e rapidamente se propagou para o oceano

Atlântico na costa do RS e SC, atingindo níveis próximos à superfície (Figura 4-6). A banda de precipitação localizou-se sobre a bacia do rio Iguaçu, regiões central e leste do Paraná, além de parte de Santa Catarina (Figura 4-6 b). O modelo WRF simulou a presença do vórtice, mas com defasagem espacial à norte do observado (Figura 4-6 c *e* Figura 4-6 d). Por isso, nota-se nos campos de refletividade em 850 hPa (Figura 4-6 e) e de precipitação acumulada em 6h (Figura 4-6 f), que o núcleo de chuva ficou descolado da região de interesse e, por isso, a detecção da chuva na bacia hidrográfica ficou subestimada durante todo o período.

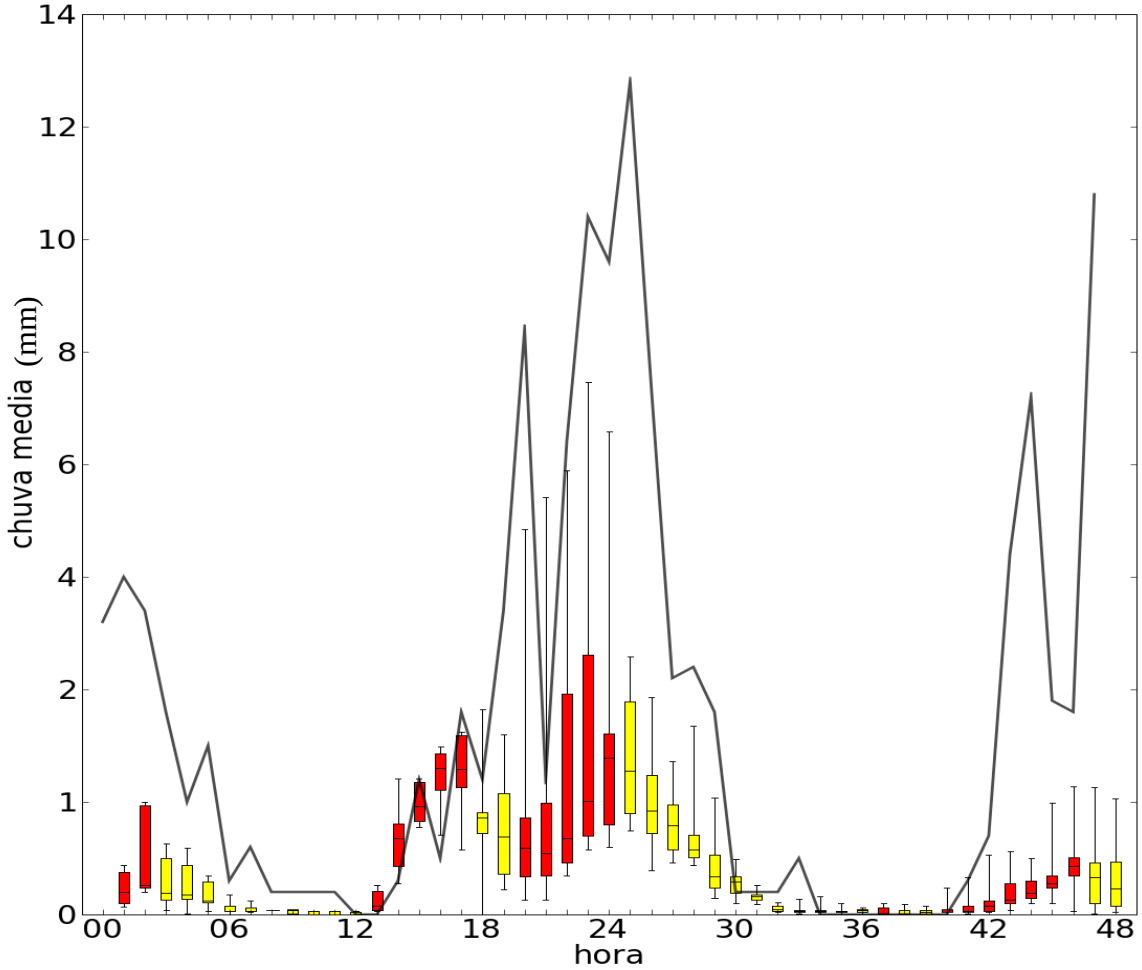

Figura 4-5: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 10 e 11 de julho de 2009. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite.

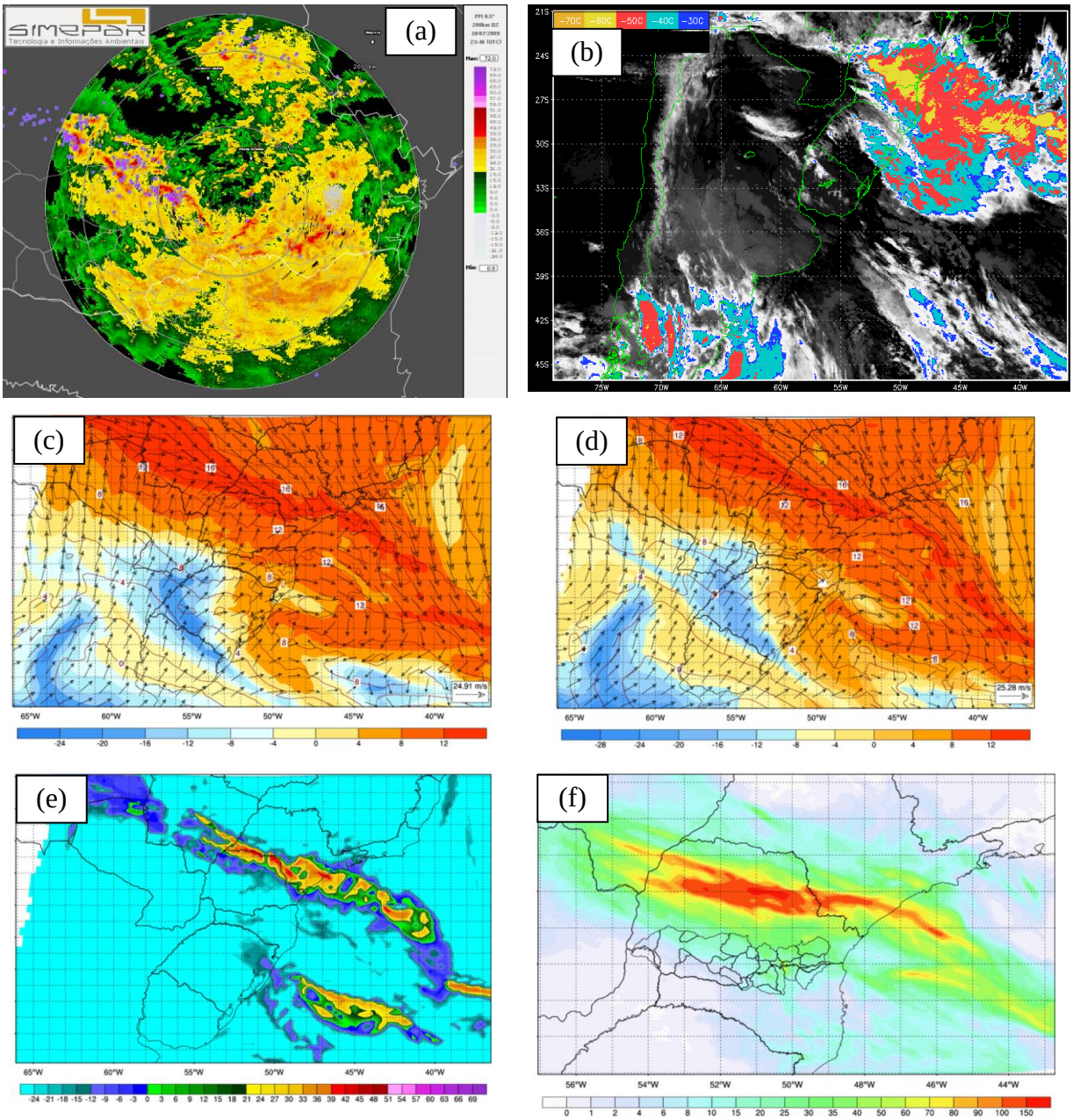

Figura 4-6: (a) Refletividade às 23 46 UTC, PPI com elevação de 0,5 º do Radar de Teixeira Soares – PR, (b) Imagem do canal infravermelho do satélite GOES 12 às 23 45 UTC, ambos em 10/07/2009, (c) e (d) Vento, temperatura e temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa às 00 e 03 UTC, respectivamente, em 11/07/2009 do modelo WRF com microfísica de Lin e convecção KF, (e) Refletividade do modelo WRF com microfísica de Lin e convecção KF à 00 UTC DE 11/07/2009 (f) Precipitação acumulada entre 18 UTC de 10/07/2009 e 00 UTC de 11/07/2009 do conjunto médio.

O caso de 01 e 02 de agosto de 2009 (Figura 4-7) ficou caracterizado pela divergência dos picos máximos nas previsões para o segundo dia de previsão. O valor máximo do conjunto foi quatro vezes maior que o valor médio. Embora o pico esteja muito acima da mediana, o conjunto médio não é tão divergente do valor observado. Este caso é um exemplo que a maioria das simulações indicou uma boa previsão. Se o membro que atingiu o valor máximo de precipitação fosse a previsão determinística o erro seria de mais de 400 % em relação ao observado e, portanto, a utilização de um sistema de previsão probabilístico melhorou substancialmente a previsão de precipitação.

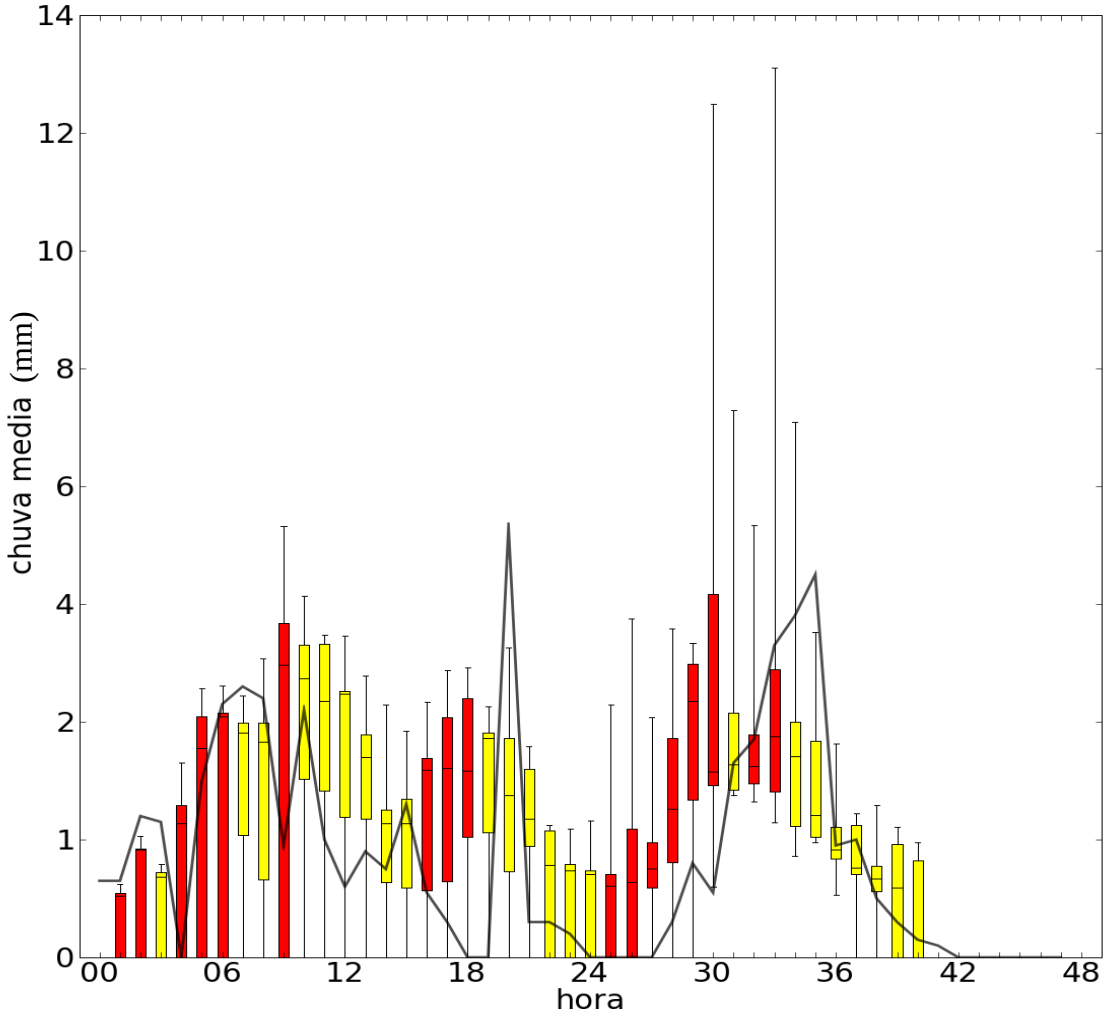

Figura 4-7: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 1 e 2 de agosto de 2009. As simulações iniciam à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite.

As simulações para os dias 25 e 26 de abril de 2010 (Figura 4-8) formaram um exemplo de um conjunto de grande incerteza para o meteorologista. A divergência das previsões em todo o ciclo de integração foi muito grande, além de um erro de fase próximo à 32ª hora de simulação. O espalhamento das previsões ocorreu em toda a integração e em diversas situações o valor mínimo foi de 0 mm e máximo acima de 6 mm. Este é um caso em que a tomada de decisão é muito difícil devido à grande incerteza inerente à própria previsão do conjunto.

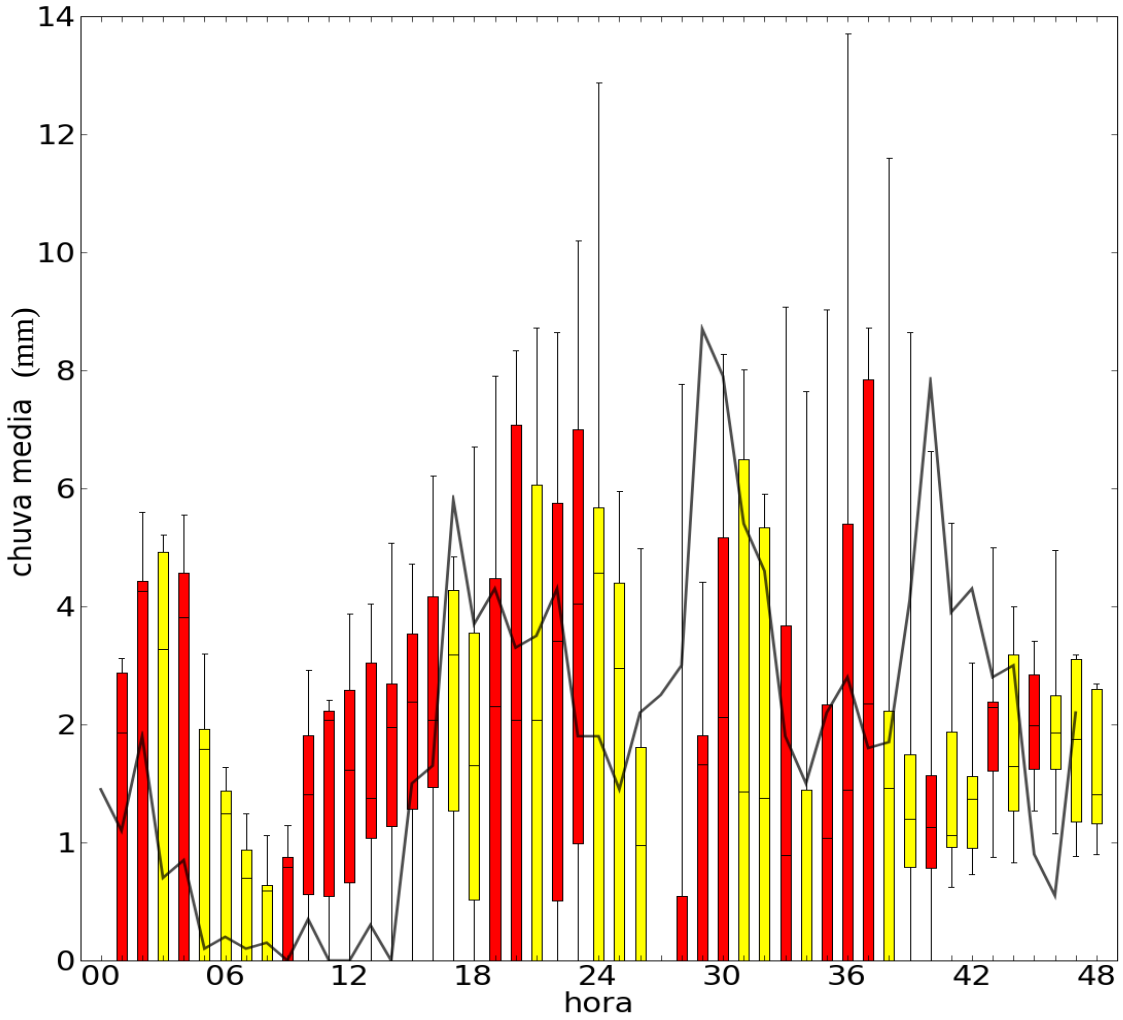

Figura 4-8: Gráfico do conjunto de previsão de precipitação horária para os dias 25 e 26 de abril de 2010. As simulações iniciaram à 00 UTC com variações nos modelos de microfísica e convecção e três simulações defasadas, 6, 12 e 18 UTC. A linha contínua escura representa a precipitação observada média na bacia do Rio Iguaçu obtida por radar, rede de pluviômetros e satélite.

4.3. Desempenho dos modelos de microfísica e convecção

A base do conjunto de previsões foi a variação dos modelos de microfísica e convecção. As principais diferenças entre os membros do conjunto são: equações de fluxo de massa, entranhamento/detranhamento de ar ambiente na nuvem, tipos de hidrometeoros considerados (graupel e neve), cálculo do instante de disparo da convecção, conversão de energia potencial disponível em energia para mudança do estado físico da água e a previsão da concentração de partículas.

Em um conjunto de previsão onde os membros são formados, em sua maioria, por diferentes modelos de convecção e microfísica, as principais diferenças no campo de precipitação estão relacionadas com o volume de precipitação e o momento de disparo da convecção. Na Figura 4-9, a precipitação acumulada em 3 horas foi plotada para três diferentes modelos de microfísica utilizados para simular um sistema convectivo formado sobre a bacia do rio Iguaçu: Lin , WSM 6 e Thompson. Observa-se que a posição e a estrutura do sistema precipitante são similares entre as três simulações, porém o volume de precipitação é diferente. Nesse caso, a diferença entre as previsões está nas diferentes formar de calcular as taxas de condensação, acreção, autoconversão e evaporação de cada uma dos esquemas. A simulação realizada com o WRF usando a microfísica de Lin produziu uma quantidade maior de chuva principalmente nos núcleos convectivos. Esse comportamento da microfísica de Lin é verificado também pelo viés positivo sistemático entre os membros de previsão e a precipitação observada.

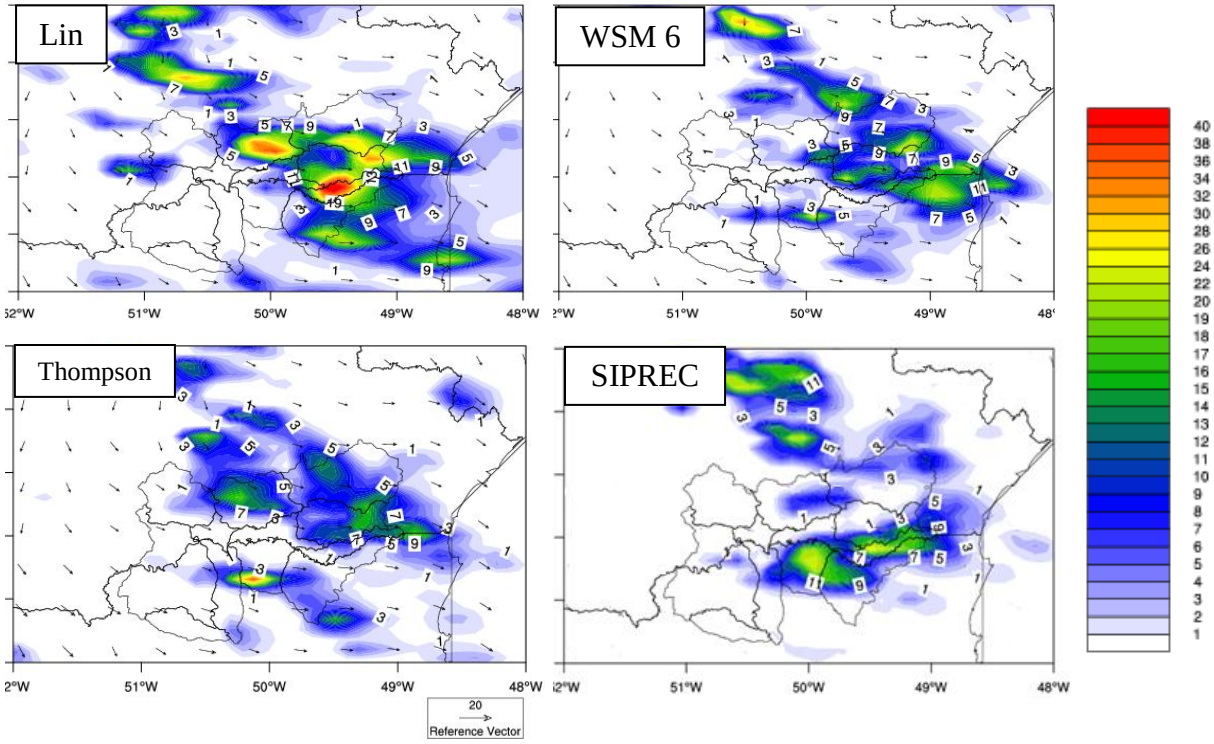

Figura 4-9: Comparação entre 3 simulações com diferentes modelos microfísica com o modelo WRF para a bacia do rio Iguaçu: Lin (esquerda superior), WSM 6 (direita superior) e Thompson (esquerda inferior) e campo de precipitação integrada, SIPREC (direita inferior). A precipitação está acumulada em 3 horas horária (18 a 21 UTC do dia 01 de novembro de 2007).

Nas simulações realizadas pelo conjunto (seção 4.1), observaram-se algumas diferenças de fase entre os membros do conjunto e também em relação à observação (SIPREC). Algumas simulações apresentaram algumas horas de atraso na simulação de sistemas frontais e nenhuma previsão ocorreu o adiantamento, exceto na simulação de convecção embebida nesses sistemas de escala sinótica. Em alguns eventos de propagação de sistemas frontais, esse erro de fase também é observado no modelo global GFS e, por ser a condição de contorno, pode ter propagado para as simulações do WRF.

As simulações horárias possuem diferenças de fase positivas (previsão adiantada) ou negativas (previsão atrasada) em relação aos picos observados, como pode ser visto no exemplo do dia 27 e 28 de julho de 2009 (Figura 4-10). Essas diferenças podem estar relacionadas com o tempo de disparo da convecção ou pelas diferentes soluções do cálculo do fluxo vertical de umidade dos modelos de cumulus e diferentes interações nos processos de condensação, acreção, autoconversão e evaporação dos modelos de microfísica de nuvens. No evento da passagem de uma frente fria no dia 27 de julho de 2009 (Figura 4-10), mesmo com um pequeno atraso, o início da chuva mais forte pode ser simulado satisfatoriamente (Figura 4-10) e a convecção gerada pela propagação do sistema também foi representada pelo

conjunto de previsões. Os picos não foram simulados pelos mesmos membros do conjunto e, por isso, a necessidade de se utilizar um conjunto de previsões ao invés de uma única previsão determinística.

Esse resultado traz uma questão importante para analisar um sistema de previsão. Ao se definir um modelo de previsão determinística, pode-se remover o viés e ajustá-lo de modo a reproduzir os melhores resultados possíveis. Mas, para precipitação, a eliminação dos erros sistemáticos não é suficiente. Existem, ainda, duas possibilidades: utilizar membros com correções individuais do erro sistemático que, na média, suaviza o resultado, ou utilizar um conjunto sem correção de modo a simular máximos e mínimos das simulações. Foi adotada a segunda hipótese, devido a dificuldade de encontrar um valor sistemático para previsão horária de precipitação e eliminar o risco de suavização de picos de chuva os quais são fundamentais para um bom prognóstico hidrológico.

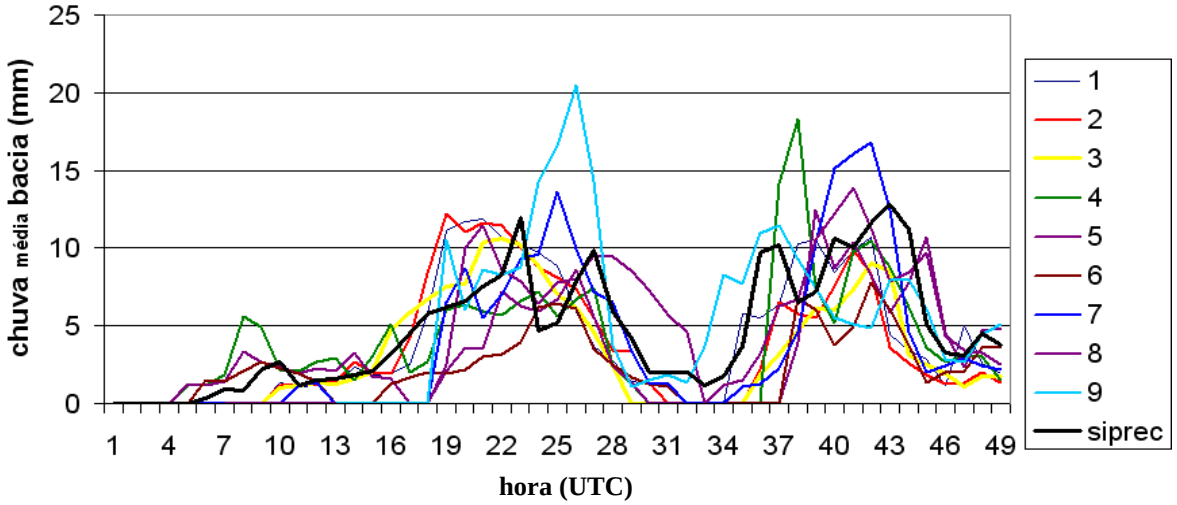

Figura 4-10: Precipitação média horária para a bacia do Rio Iguaçu simulada pelo conjunto de previsões do WRF para os dias 27 e 28 de julho de 2009 representando os membros do conjunto de simulações. A curva SIPREC (em preto) é a chuva média estimada na bacia por radar, satélite e rede e pluviômetros. Os membros são: 1-Lin/KF, 2-WSM3/KF, 3-WSM5/KF, 4-WSM6/KF, 5-Lin/BMJ, 6-Lin/GrellDevenyi, 7-Lin/Grell 3D, 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h.

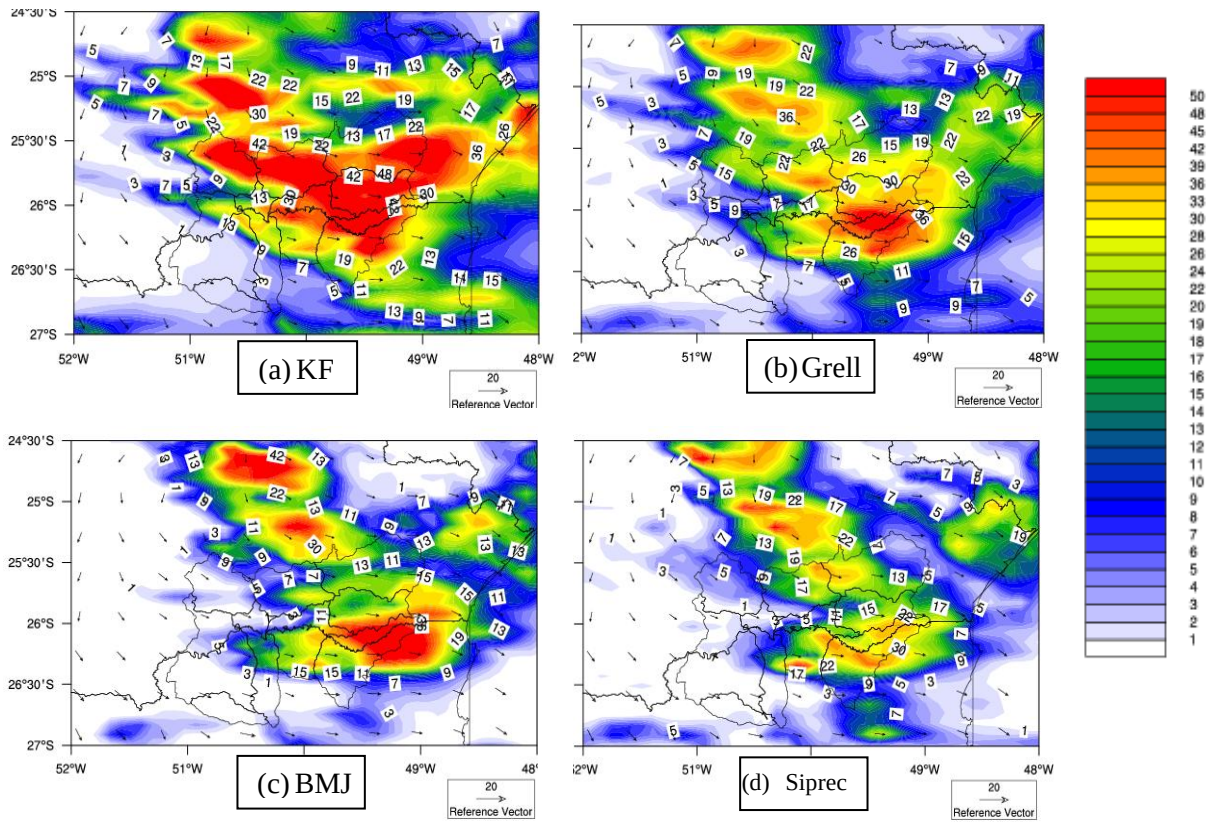

Figura 4-11: Precipitação acumulada em 6 h, entre 18 e 25 UTC de 11 de setembro de 2009 utilizando a previsão do WRF com a microfísica de Lin e convecção de (a) Kain Fritsch, (b) Grell Devenyi e (c) Betts-Miller-Janjic. Em (d), os dados integrados, pluviômetros, radar e satélite (SIPREC) com o campo de vento da rodada de controle. O modelo foi inicializado à 00 UTC do mesmo dia.

Para exemplificar as diferenças entre os membros de previsão, constituídos por diferentes modelos de microfísica, observemos um típico evento de propagação de frente fria, no dia 11 de setembro de 2009, em que todos os modelos superestimaram os valores de chuva no principal núcleo de chuva, na cabeceira da bacia (Figura 4-11). A simulação de precipitação acumulada em 6h, utilizando a parametrização de Kain Fritsch, obteve valores acima de 40 mm em boa parte da bacia e um núcleo de 30 mm à sudeste da bacia (Figura 4-11 d). O modelo de Grell Devenyi (Figura 4-11 b) teve o melhor desempenho, seguido por Betts-Miller-Janjic (Figura 4-11 c).

Embora os resultados não sejam sistemáticos, nos experimentos foram encontrados alguns padrões na geração de precipitação pelos membros do conjunto. Para ilustrar esses padrões, foi utilizado o campo de precipitação horária do caso de 04 de outubro de 2005, como referência (Figura 4-12). As combinações que utilizam a convecção de Grell produziram uma quantidade menor de precipitação que as demais e, em geral, geraram núcleos de convecção com pequena área estratiforme. A utilização da parametrização de microfísica WSM 5, que inclui o discernimento de graupel, produziu maior volume de

precipitação do que a WSM 3 mantendo a mesma área. O modelo de convecção de Betts-Miller tende a gerar núcleos de convecção com diminutas áreas estratiformes. Para as áreas estratiformes, as combinações com Kain Fritsch produzem bons resultados com áreas semelhantes às observações.

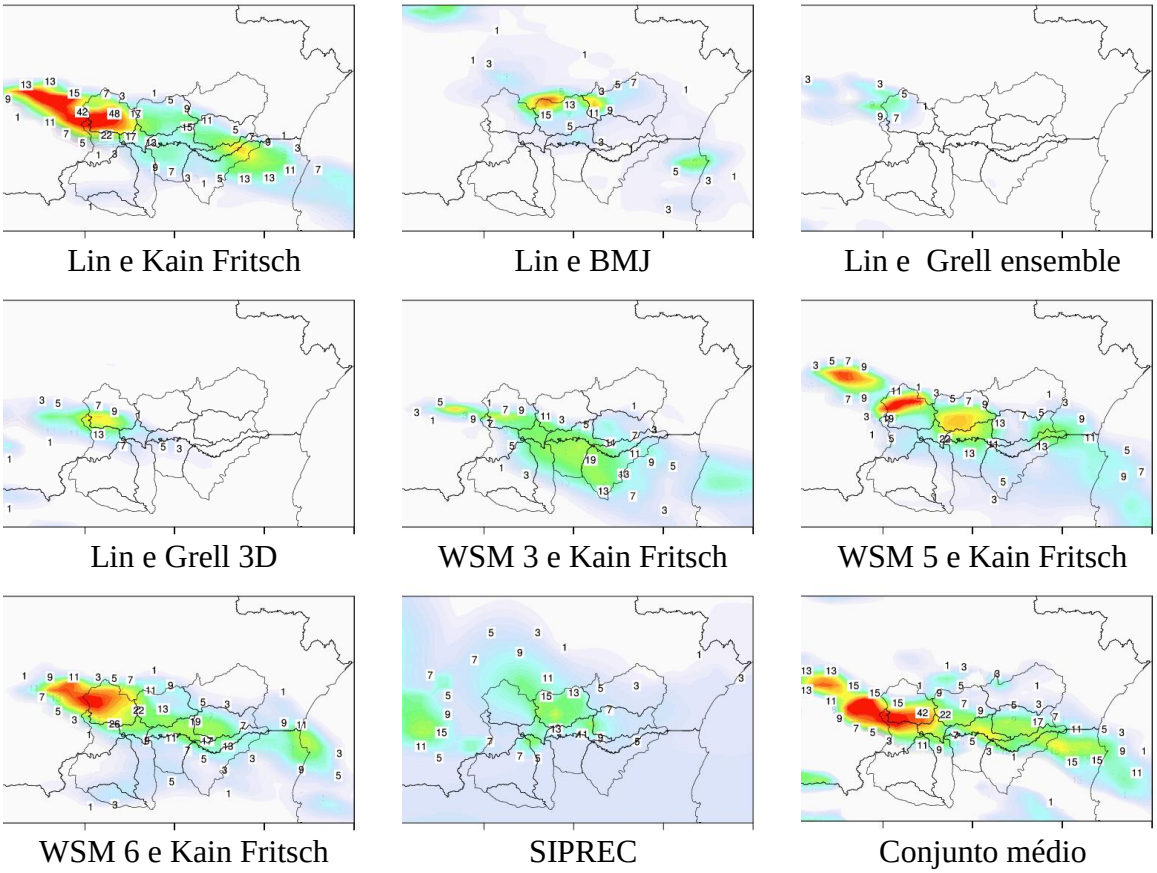

Figura 4-12: Precipitação acumulada horária para 06 de outubro de 2005 às 06 UTC. Os campos foram gerados por diferentes parametrizações físicas do modelo WRF pertencentes aos membros do conjunto de previsão inicializado à 00 UTC DE 05/10/2005.

Para comparar grupos de parametrizações, desde as mais simples até as mais sofisticadas que incluem um maior número de interações físicas, tipos e previsão da concentração de hidrometeoros juntamente com previsões defasadas, foi calculado o percentual de vezes em que determinado grupo obteve melhor desempenho em relação ao índice de acerto, ao erro de fase e ao erro de amplitude (Figura 4-13). As parametrizações mais simples de microfísica, WSM 3 e WSM 5, combinadas com convecção de Kain Fritsch e Betts-Miller-Janjic obtiveram resultados inferiores em todos os índices, porém, a diferença não foi tão grande. O grupo com microfísica mais sofisticada, como WSM 6 e Thompson,

com convecção de Kain Fritsch e Grell, tiveram o melhor desempenho, exceto no erro de fase, o qual foi minimizado por previsões com condições iniciais defasadas. O grupo com microfísica de Lin, obteve bons resultados, mas ainda inferior aos esquemas mais sofisticados.

Em resumo, a utilização de previsões defasadas é muito importante para diminuir o erro de fase. Os modelos de microfísica mais complexos melhoraram o desempenho do conjunto, especialmente diminuindo o erro de amplitude, o que justifica a viabilidade de seu uso, mesmo aumentando o custo computacional.

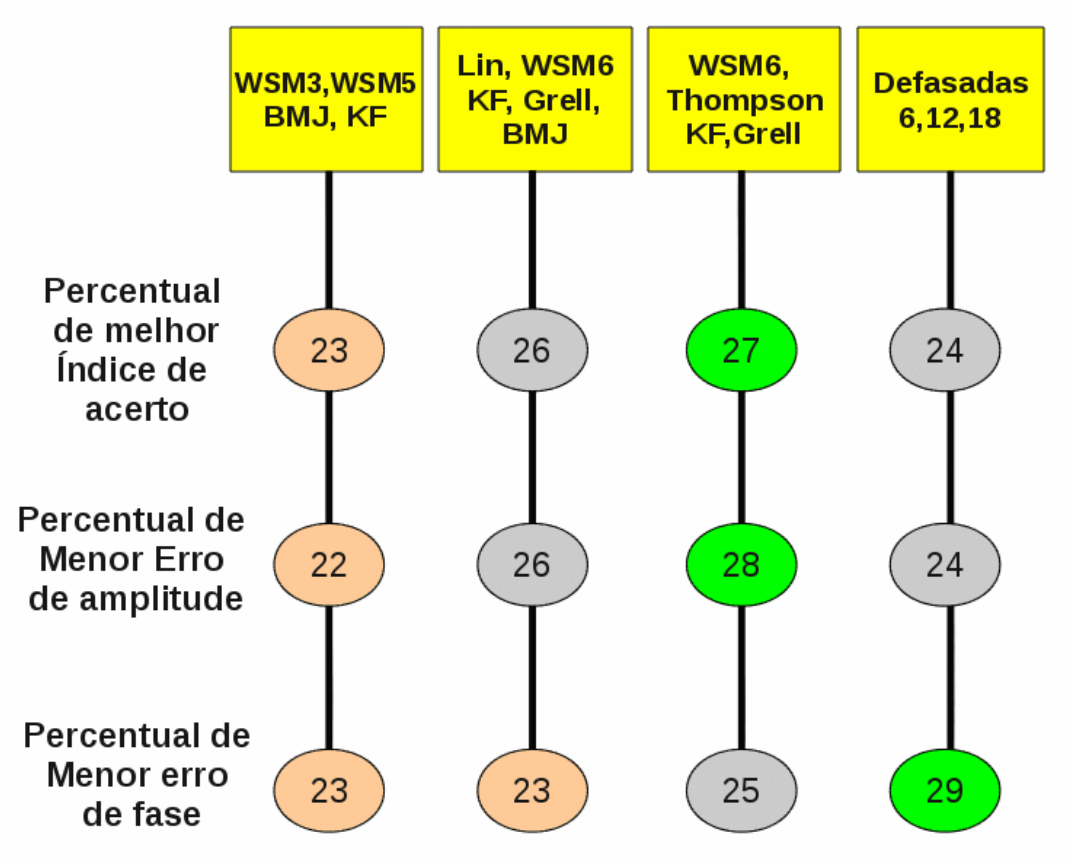

Figura 4-13: Desempenho das parametrizações de microfísica e convecção e previsões defasadas em 6, 12 e 18 h. O primeiro conjunto representa parametrizações mais simples, sem graupel; a segunda alternativa abrange as mais utilizadas operacionalmente, enquanto a terceira utiliza microfísica mais complexa de dois momentos. Os números representam, percentualmente, o numero de vezes que determinada combinação obteve o melhor índice de acerto que as demais.

4.4. Distribuição espacial das previsões de precipitação

A análise da distribuição de precipitação sobre uma bacia hidrográfica ou qualquer área de captação é fundamental para entender o comportamento do escoamento da água em superfície. Além do erro de amplitude e fase da precipitação, a distribuição da precipitação é um dos erros mais frequentes e comuns encontrados nos sistemas de previsão (como pode ser observado na Figura 4-6). Por isso, faz-se necessário analisar espacialmente algumas das previsões e entender a variabilidade espacial de cada membro e as respectivas parametrizações físicas.

No campo de precipitação gerado pela integração de dados da rede de pluviômetros e as estimativas por radar e satélite para o dia 29 de setembro de 2009 às 10 UTC (Figura 4-14), pode-se observar chuva acima de 10 mm sobre a região leste e sul da bacia do médio Iguaçu, com pico de 25 mm horário. A chuva bem distribuída sobre a bacia proporcionou um aumento de 200 m^3/s na vazão elevando 20 % do volume na estação de União da Vitória no final deste dia.

A precipitação produzida pelo WRF com microfisica de Lin e convecção de Kain Fritisch (Figura 4-15) cobriu a parte central da bacia com um núcleo acima de 20 mm. A simulação com microfísica de Lin e parametrização de convecção Grell-Devenyi gerou pouca precipitação (Figura 4-16), apenas um pico de 13 mm na área noroeste da bacia. Já a simulação com microfísica Lin e convecção de Grell 3D ensemble (Figura 4-17) obteve núcleos defasados espacialmente à noroeste da bacia de interesse. Os resultados mais realísticos foram obtidos com a combinação microfísica WSM 5 e convecção de Kain Fritsch (Figura 4-19) e simulações defasadas em 6 horas que possuem convecção de Kain Fritsch e microfísica de Lin (Figura 4-21). Interessante notar que a simulação mais próxima da ocorrência de chuva, defasada em 18 horas (Figura 4-23), simulou um núcleo adequadamente localizado, porém não abrangente como na observação.

O erro de fase (temporal) para esse caso foi de aproximadamente 2 horas. Esse caso é um exemplo típico de erro de fase entre todos os casos estudados, entre 1 e 4 horas. Em todos os casos, o erro de fase foi negativo, ou seja, as simulações sempre atrasaram a ocorrência de chuva. Esse atraso é considerado típico na meteorologia operacional e pode ser decorrente do efeito de “spin up” e poderá ser corrigido por assimilação física, como a de dados de refletividade obtidos por radar meteorológico (Gao e Stensrud, 2011). Mesmo simulações com defasagem de até 18h à frente, não acrescentaram melhorias significativa na diminuição do erro de fase. Ou seja, a análise da 00 UTC proveu uma boa condição inicial para a

integração do modelo representando adequadamente a atmosfera naquele instante. O problema é simular corretamente a convecção e a conversão dos hidrometeoros da nuvem em precipitação em superfície.

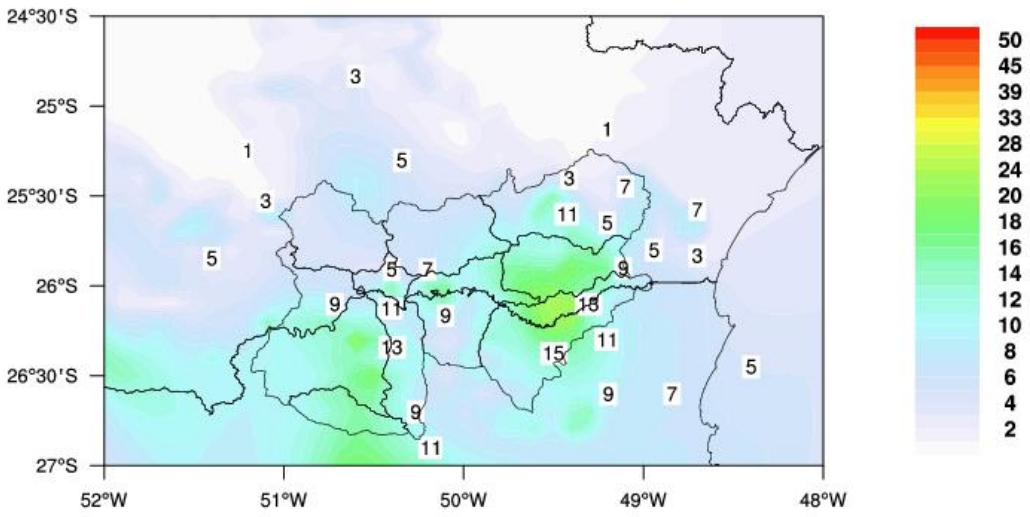

Figura 4-14: Campo de precipitação gerado pela rede de pluviômetros, estimativas por radar e satélite (SIPREC) para 29 de setembro de 2009 às 10 00 UTC

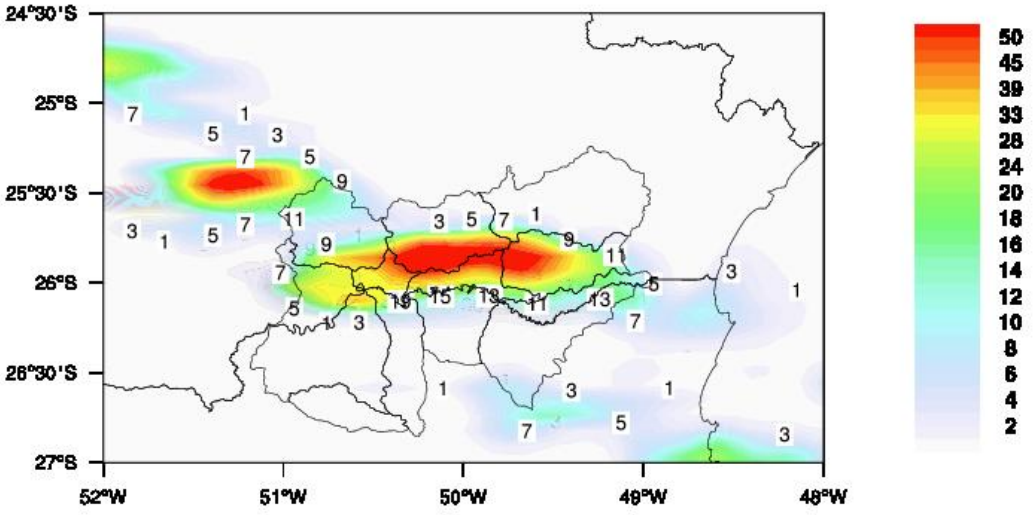

Figura 4-15: Campo de precipitação gerado pela simulação de 34 horas para o dia 29 de setembro de 2010 às 10 00 UTC utilizando o modelo WRF com microfísica de Lin e parametrização de convecção de Kain Fritsch.

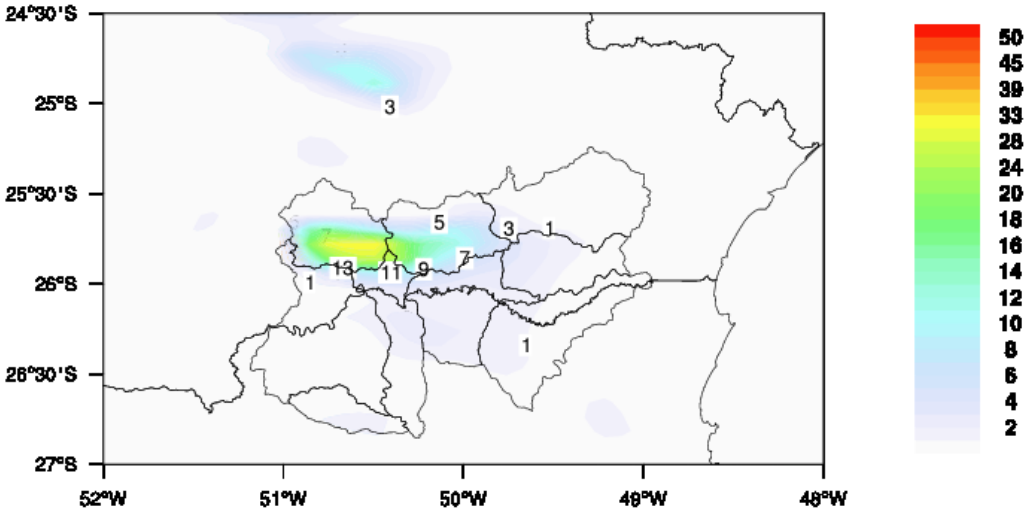

Figura 4-16: O mesmo que a Figura 4-15, porém utilizando microfísica de Lin e convecção de Grell-Devenyi.

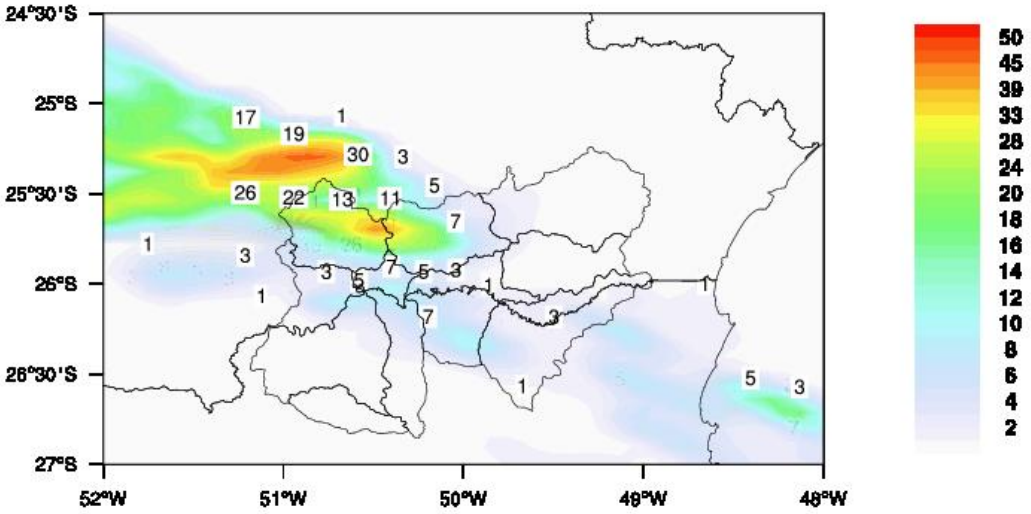

Figura 4-17: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica de Lin e convecção de Grell 3D Ensemble.

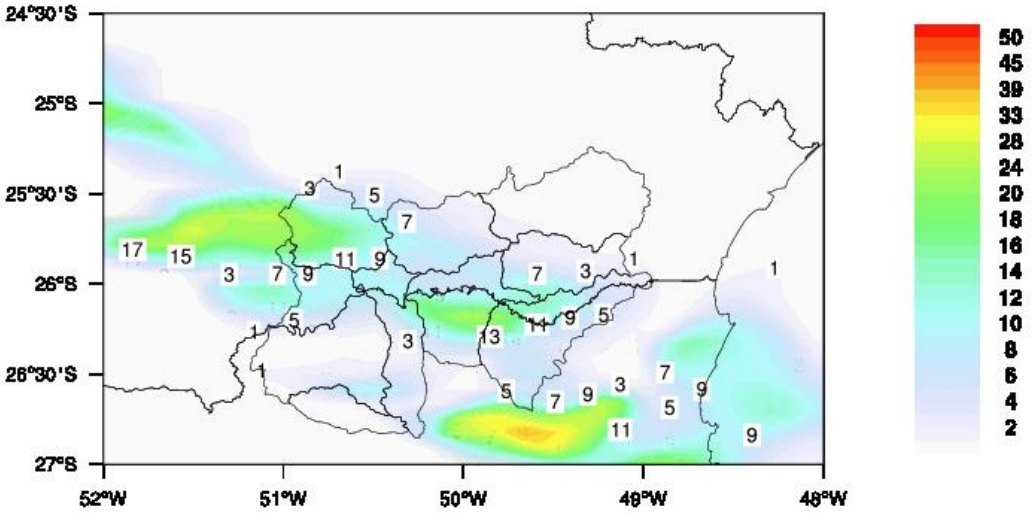

Figura 4-18: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica WSM 3 e convecção Kain Fritsch.

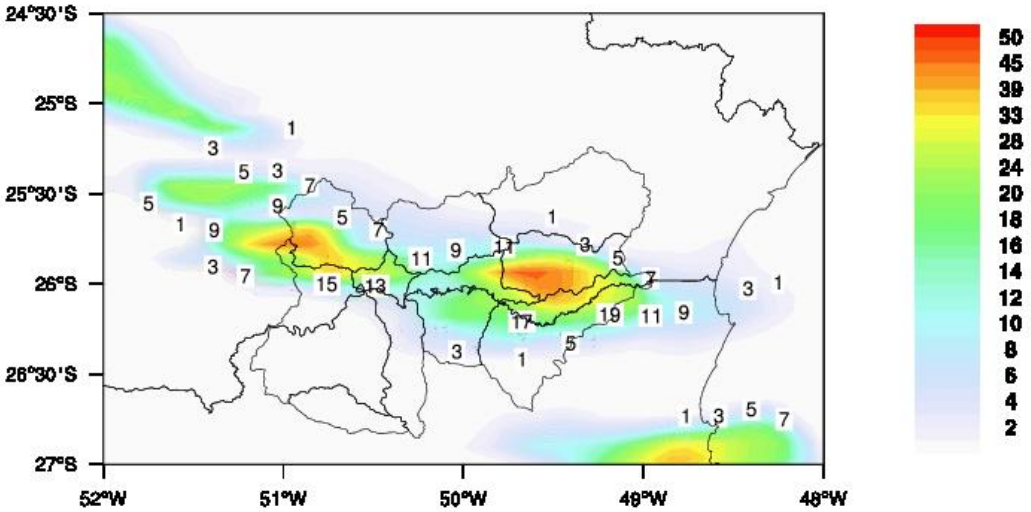

Figura 4-19: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica WSM 5 e convecção Kain Fritsch.

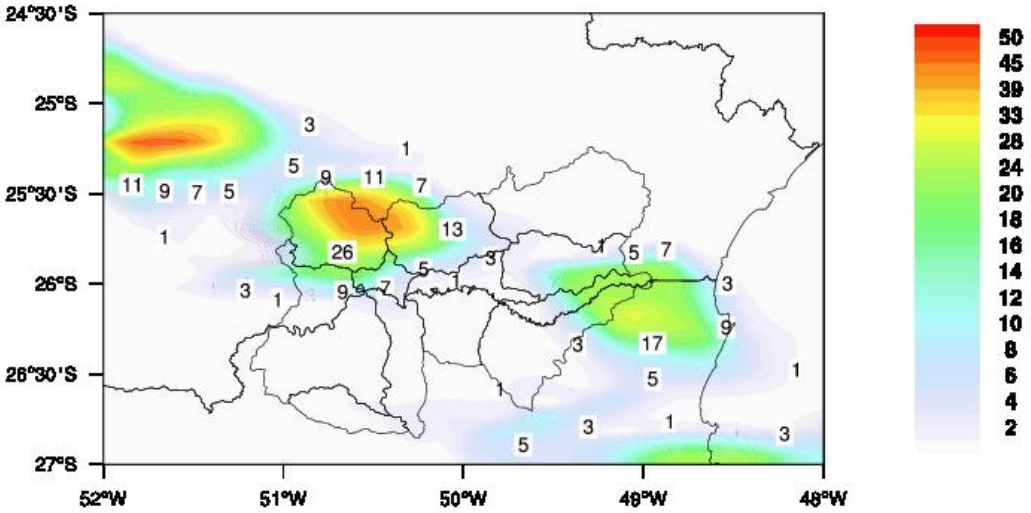

Figura 4-20: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica WSM 6 e convecção de Kain Fritsch.

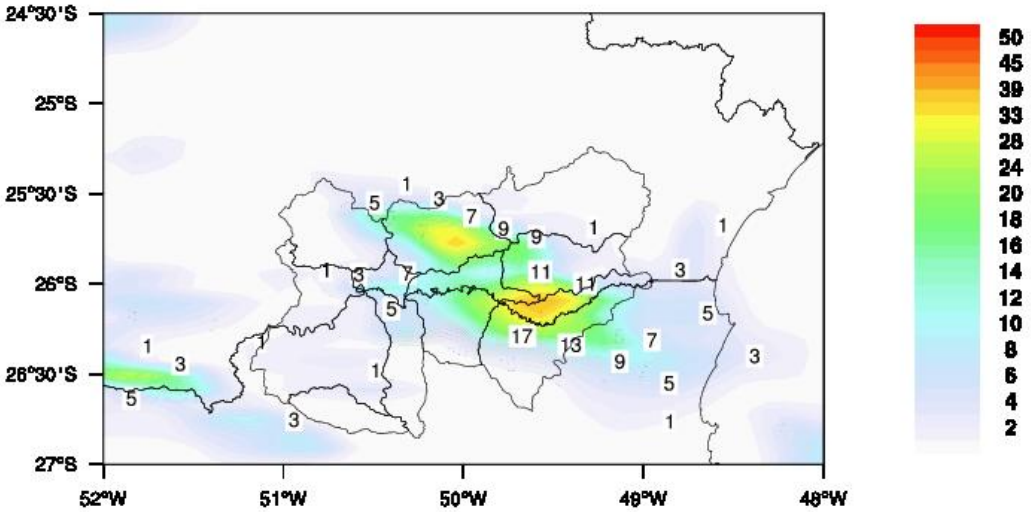

Figura 4-21: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch, com defasagem de 6 h a frente do horário de referência (00 UTC).

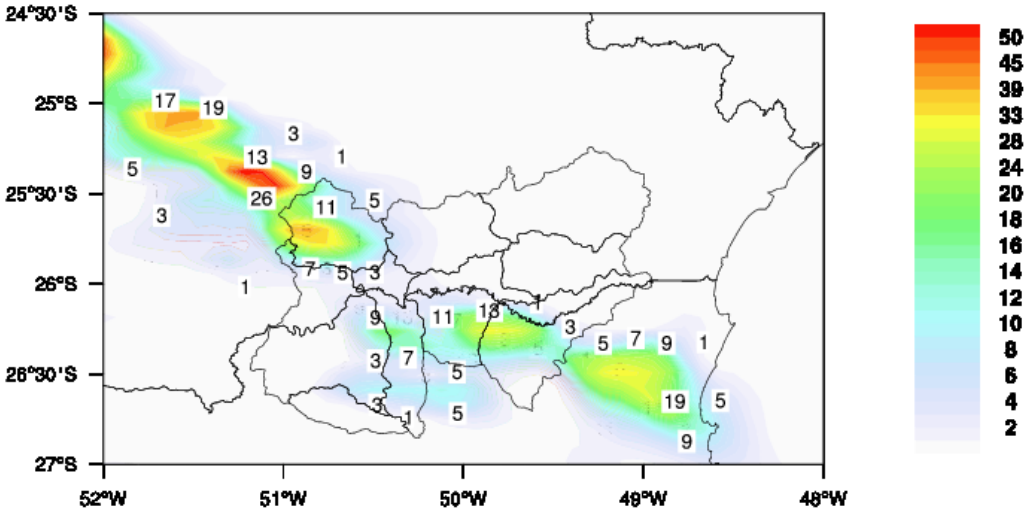

Figura 4-22: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch.com defasagem de 12 horas a frente do horário de referência (00 UTC).

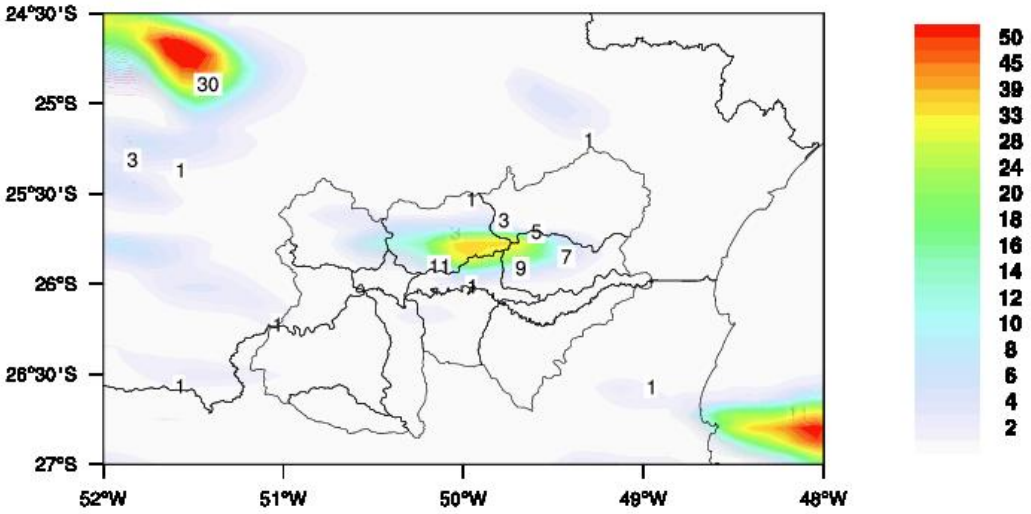

Figura 4-23: O mesmo que na Figura 4-15, porém utilizando microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch, com defasagem de 18 horas a frente do horário de referência (00 UTC).

Para comparar a evolução da passagem da banda de precipitação sobre a bacia do Iguaçu, tomemos, como exemplo, o dia 28 de outubro de 2005, o qual ocorreu uma rápida passagem de um sistema frontal sobre o Paraná com chuva estratiforme contínua e bem distribuída sobre as nove sub-bacias que compõem a área de estudo, elevando o nível do rio de 980 m^3s^{-1} para 1424 m^3s^{-1}. Sob uma perspectiva subjetiva, o conjunto médio simulou coerentemente a precipitação sobre a bacia, embora, tenha incluído um núcleo de precipitação à noroeste (fora da bacia) que não aparece nos dados observacionais (Figura 4-24). Mesmo havendo esse desvio fora da bacia, o conjunto médio obteve uma previsão satisfatória e coerente com a chuva ocorrida na bacia.

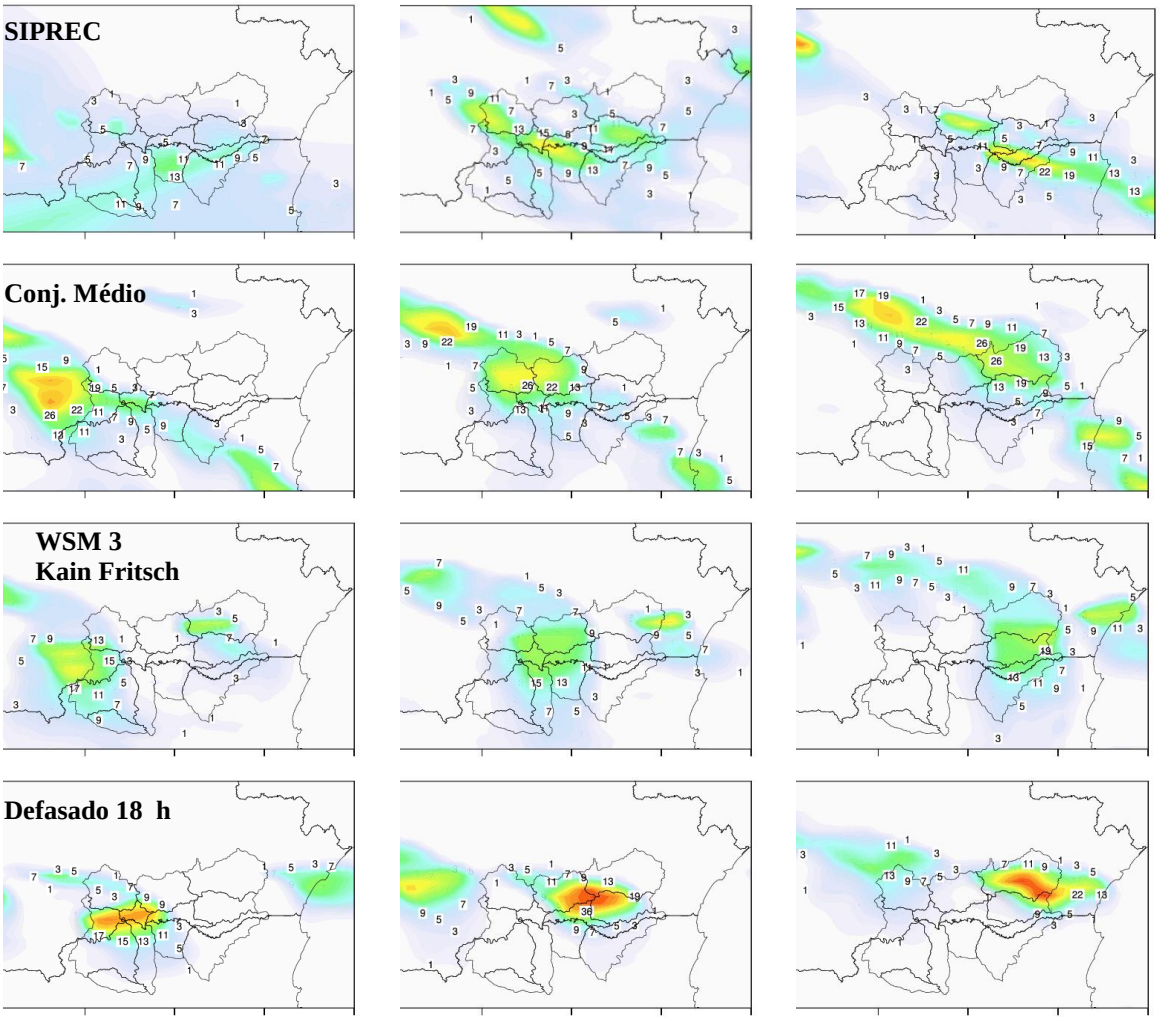

Figura 4-24: Evolução da banda de precipitação sobre a bacia do Rio Iguaçu no dia 28 de outubro de 2005 em 3 horários, 14, 15 e 16 UTC. As rodadas foram inicializadas à 00 UTC do dia 27 de outubro, exceto a rodada das 18 UTC do mesmo dia, mostrada na última linha.

O caso do dia 08 de setembro de 2009 (Figura 4-25) representa um dos desafios da meteorologia, prever a banda de precipitação e sua propagação. Em 5 horas, o sistema precipitante propagou-se rapidamente por toda a bacia, cerca de 210 km de extensão, com velocidade de 11,6 ms^{-1} (Figura 4-25). Essas bandas de precipitação são típicas na região, formam-se em ambientes pré-frontais e possuem rápida propagação. Nesse período, a chuva média horária esteve entre 8 e 20 mm, bem distribuída sobre bacia, aumentando o nível do rio de 387 m^3s^{-1} para 680 m^3s^{-1}. O conjunto médio propagou o sistema adequadamente, embora com chuva concentrada no núcleo da banda, mas, para fins de simulação hidrológica, obteve a fase a amplitude da precipitação. A combinação da microfísica WSM 5 e a convecção de Kain Fritsch obteve a melhor evolução da propagação da banda de precipitação, embora o conjunto médio, além da propagação, distribuiu a chuva de forma mais uniforme sobre a bacia.

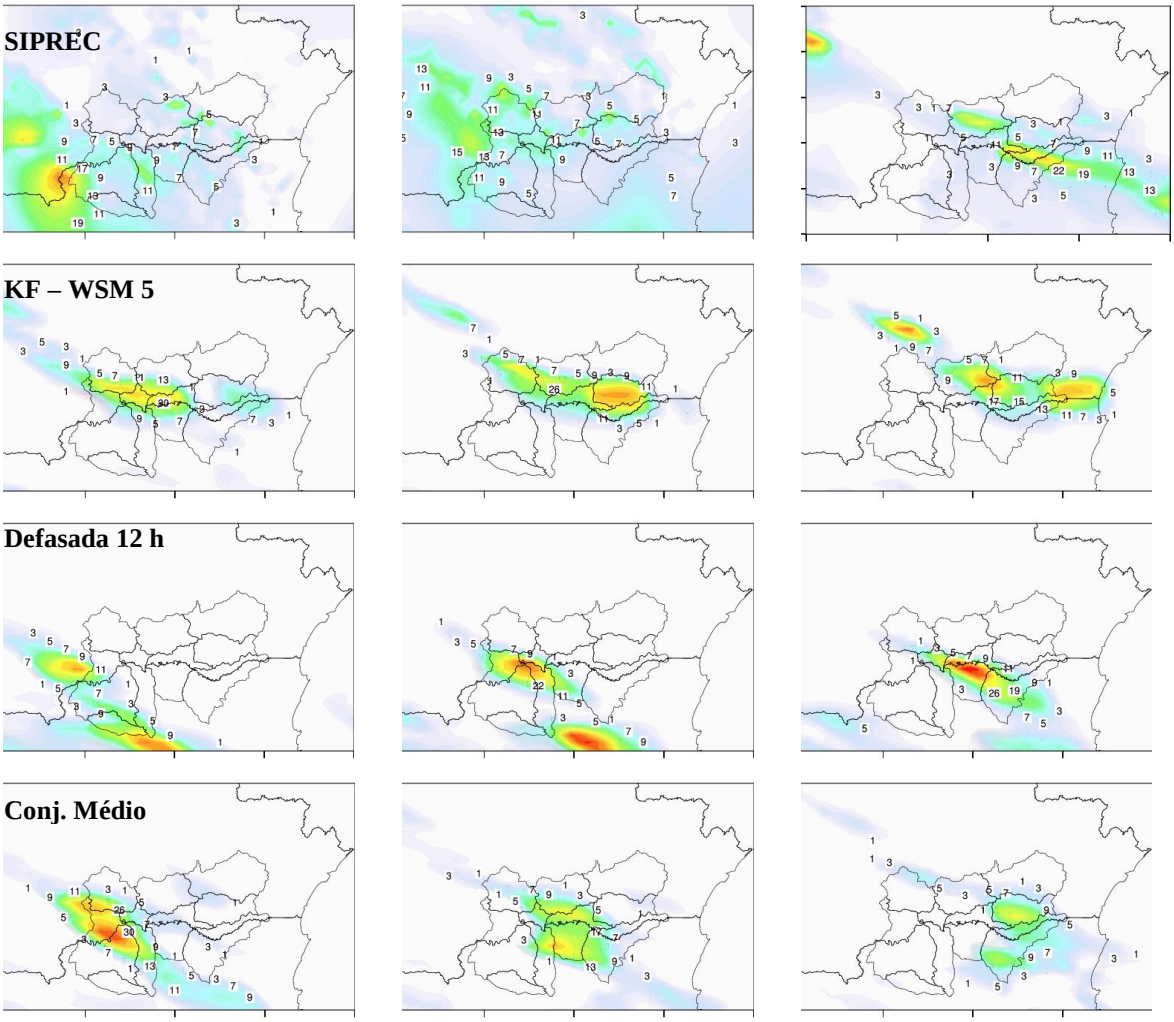

Figura 4-25: Evolução da precipitação sobre a bacia do rio Iguaçu as 4, 5 e 6 UTC (colunas) para o dia 08 de setembro de 2009. As previsões foram realizadas com a análise de 00 UTC do dia 07 de setembro, exceto a defasada, que iniciou às 12 UTC do mesmo dia.

4.5. Índices Estatísticos de Desempenho

Para avaliar o índice de desempenho das previsões do conjunto, foram calculados alguns índices já conhecidos na literatura científica como o erro médio aritmético e quadrático. Para avaliação de propriedades do conjunto foi utilizado o índice de Brier, de onde se obtém, além do desempenho do sistema de previsão, a confiabilidade das previsões num contexto probabilístico. A análise do índice de acerto em detrimento ao aumento do falso alarme foi

realizada por meio da curva ROC. Por fim, foi avaliado o desempenho do conjunto de previsões na identificação de padrões extremos por meio de previsões probabilísticas e a comparação do conjunto médio com a previsão determinística.

4.5.1. Erro médio aritmético e quadrático

O erro médio aritmético horário do conjunto de previsões, calculado para 32 casos de chuva na bacia do rio Iguaçu, foi positivo para a maioria das simulações, exceto nas primeiras horas de simulação (Figura 4-26). A amplitude média é relativamente baixa, de até 2,8 mm na 38º hora. Os maiores valores ocorreram após a 37ª hora de simulação, que representa o início do período da tarde no segundo dia de previsão, horário em que normalmente ocorre a máxima convecção.

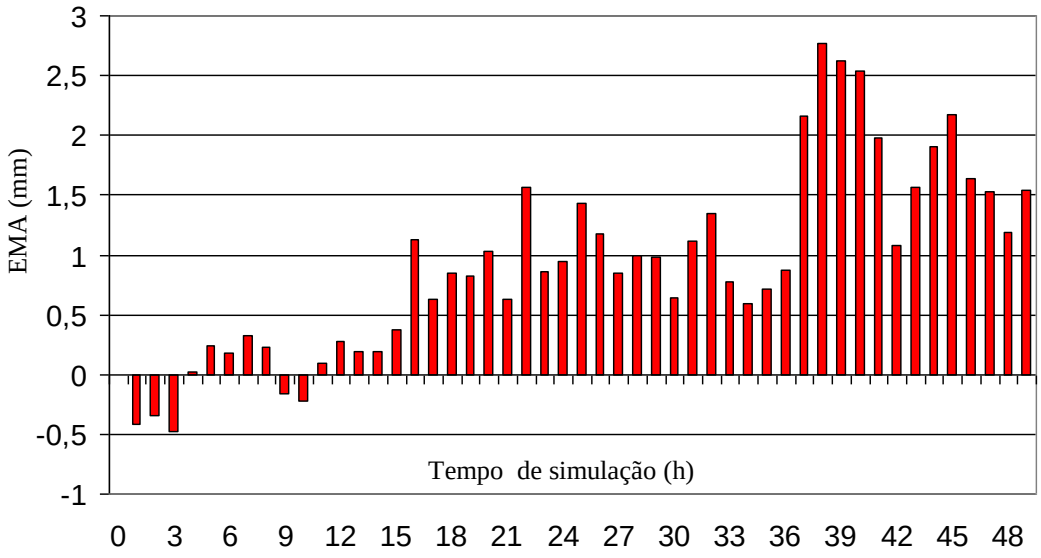

Figura 4-26: Erro Médio Aritmético (EMA) horário calculado em 32 casos de chuva sobre a bacia do Rio Iguaçu. selecionados em cada horário de 48 horas de previsão.

Na análise de 15 eventos de maior volume de precipitação, o erro médio aritmético do conjunto também teve uma tendência positiva, com alguns valores negativos no início da simulação. (Figura 4-27). O erro é maior a partir da 35ª hora de simulação com um pico em 22 horas. O conjunto médio diminui o erro médio aritmético em 1 mm em relação aos picos e mantém-se entre 0 e 1 mm nos demais horários. Portanto, mesmo para eventos extremos, de precipitação máxima, o erro está próximo da totalidade de eventos analisados, o que significa que o sistema realiza as simulações de forma independente do volume de precipitação.

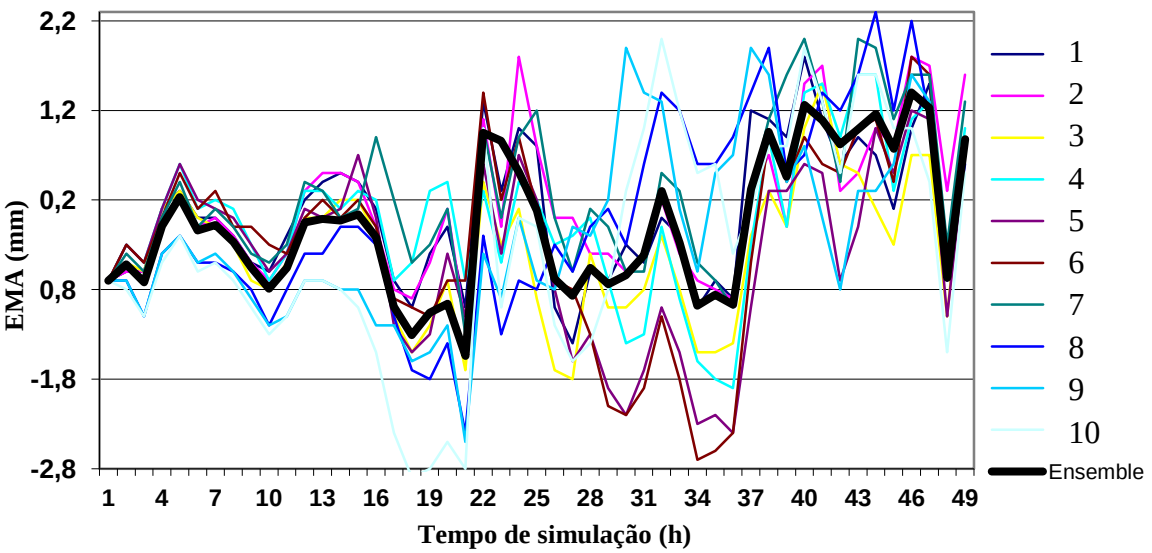

Figura 4-27: Erro médio aritmético dos membros de previsão e conjunto médio (ensemble) para 15 principais eventos de precipitação na bacia do Rio Iguaçu. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h.

O erro médio quadrático EMQ dos 32 eventos estudados (Figura 4-28), teve um máximo entre 32 e 37 horas de simulação, ou seja, no período da tarde do segundo dia de simulação, momento de máxima convecção na maioria dos eventos de precipitação. Os maiores valores do EMQ foram encontrados com o membro de previsão defasado em 6 horas, seguido pelo membro com microfísica Lin e convecção Kain Fritsch. As previsões com a combinação microfísica Lin e convecção de Betts-Miller-Janjic obtiveram os menores valores de EMQ, similar ao conjunto médio.

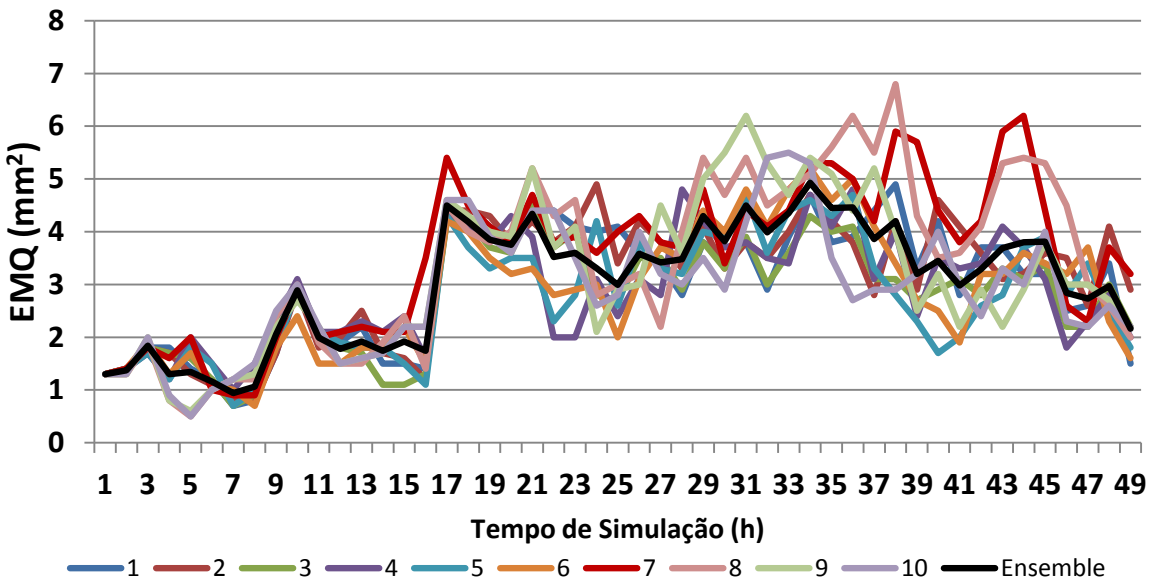

Figura 4-28: Erro Médio Quadrático dos 10 membros de previsão e o conjunto médio (ensemble) para 32 eventos de precipitação na bacia do Alto Iguaçu. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h.

Em comparação com cada um dos membros de previsão, o erro do conjunto médio é menor no período de aumento de precipitação, ou seja, no momento de desenvolvimento e/ou propagação dos sistemas precipitantes. Quando a precipitação diminui, alguns membros obtêm resultados melhores que o conjunto médio, embora não sistematicamente. Analisando individualmente cada evento, observou-se que no período de diminuição da chuva, ou de dissipação dos sistemas precipitantes, as simulações têm um comportamento confluente (Figura 4-1, Figura **4-2**Figura 4-5, Figura **4-7** e Figura **4-8**). Por isso, nesse estágio de dissipação da precipitação, não seria necessário rodar um conjunto de previsões.

4.5.2. Índice de Brier e Termos de confiabilidade, resolução e incerteza

O índice de Brier e sua decomposição (Equação 3-3) foram calculados para cada horário de simulação nos 32 eventos selecionados. A decomposição do índice permite a análise da confiabilidade, resolução e incerteza, sendo estes dois últimos calculados a partir da ocorrência apenas. Para a análise do desempenho em diferentes categorias de precipitação, os índices foram calculados para as seguintes classes: zero (sem chuva), 1 a 5 mm, 5 a 10 mm, acima de 10 mm e acima de 1 mm; este último para análise geral da previsão da ocorrência de chuva.

Os valores do termo de **confiabilidade** devem ser o mais próximo de zero, pois se trata do quadrado da diferença entre a probabilidade prevista e a ocorrência do fenômeno, neste caso a categoria de precipitação. Quando a probabilidade prevista é elevada, por exemplo, 0,8, e o fenômeno ocorre, ou seja 1, a diferença será pequena de apenas 0,2. Se a diferença for maior, o termo de confiabilidade aumenta e assim sucessivamente. Se os valores estiverem próximos de 0,5 haveria uma indicação de que o conjunto de previsões estaria dividido, mas que, em sua maioria, consegue detectar a ocorrência do fenômeno. Valores próximos de 1 o sistema deixa de ser confiável e começa a entrar no campo da aleatoriedade.

Para precipitações acima de 1 mm, o termo de **confiabilidade** (Figura 4-29) apresentou valores próximos a 0,2 no período da manhã e valores entre 0,3 e 0,4 no período da tarde, com um acréscimo no final da integração. Na categoria sem chuva (Figura 4-30), os valores não ultrapassaram 0,2, mostrando que, embora o sistema de previsão superestime valores de chuva, falso alarme é reduzido. Para valores entre 0 e 5 mm médios horários sobre a bacia (Figura 4-31), há uma alternância de picos de 0,3 e 0,4 para a confiabilidade nos horários entre 18 e 23 horas. Em todo o período analisado, a confiabilidade esteve sempre abaixo de 0,5, significando que o conjunto possui destreza suficiente para ser utilizado em todo o período de integração. Na categoria entre 5 e 10 mm (Figura 4-32), o sistema apresentou maior confiabilidade que na classe anterior (0 a 5 mm) com um pico entre as 18 h e 36 h de simulação. Provavelmente essa diferença esteja associada ao fato de que nesta categoria os modelos de convecção já tenham disparado o “gatilho” para inicio do processo convectivo, enquanto que a classe de 0 a 5 mm esteja na transição do inicio dos processos de formação de gotículas de precipitação.

O termo de **resolução** valora a habilidade das previsões em discernir os diferentes espectros da ocorrência. Na resolução, o termo de previsão não aparece explicitamente como na confiabilidade, mas está implícito na freqüência de observações de cada classe k. Como o sinal é negativo, valores mais elevados de resolução representam boa distribuição das previsões em função da ocorrência. Em relação aos termos de confiabilidade e incerteza, um

sistema de boa performance é aquele em que os valores sejam próximos a soma destes dois para anular o valor total do índice de Brier. Nos resultados obtidos (Figura 4-29 a Figura 4-32), o termo de resolução ficou entre 0,15 e 0,25 em todas as categorias de precipitação, com melhores resultados na classe de 0 a 5 mm. Interessante observar que nos picos de confiabilidade o termo de resolução também aumentou, o que mostra uma distribuição de todas as freqüências em relação à media climatológica, o que é desejável para um bom sistema de previsão (Jolliffe et al., 2003).

O termo de **incerteza** depende apenas da variabilidade das ocorrências, sem influência das previsões. Valores próximos a 0,5 significam uma incerteza muito grande, pois as ocorrências se aproximariam da probabilidade climatológica. Se a probabilidade a ser prevista nunca ocorre ou sempre ocorre, a incerteza é menor e os valores do termo tendem a zero. Os resultados do termo de incerteza foram relativamente baixos, entre 0,1 e 0,25, indicando uma boa condição de previsibilidade dos eventos. Na classe de 0 a 5 mm médios horários na bacia (Figura 4-31) a incerteza é constante desde o primeiro horário até o final da integração em 48 horas e na classe de 5 a 10 (Figura 4-32), os valores acompanharam o ciclo do termo de confiabilidade.

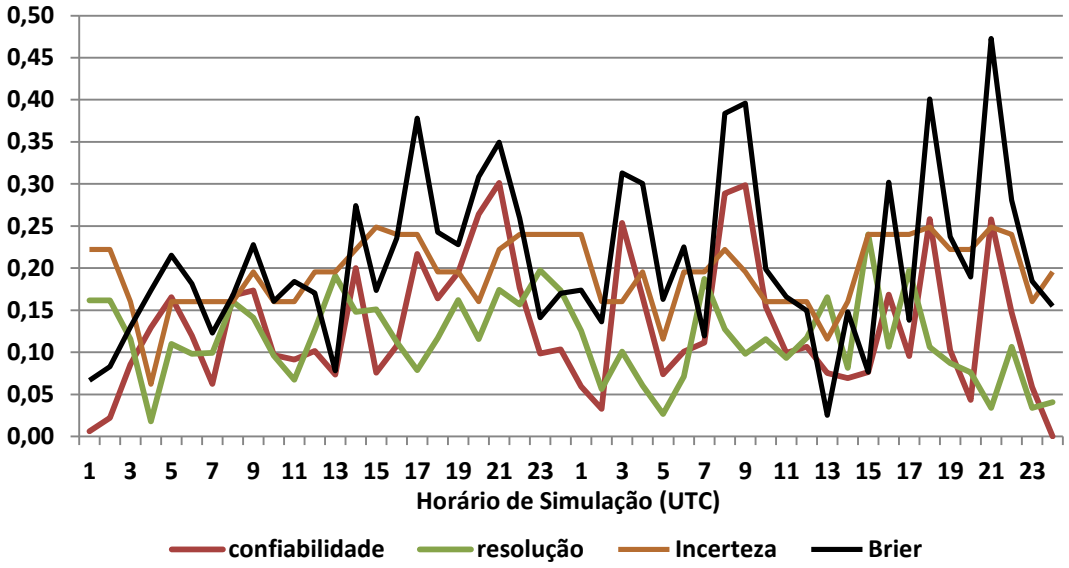

Figura 4-29: Índice de Brier e termos de confiabilidade, resolução e incerteza para cada horário de simulação. Os índices foram calculados para precipitação acima de 1 mm.

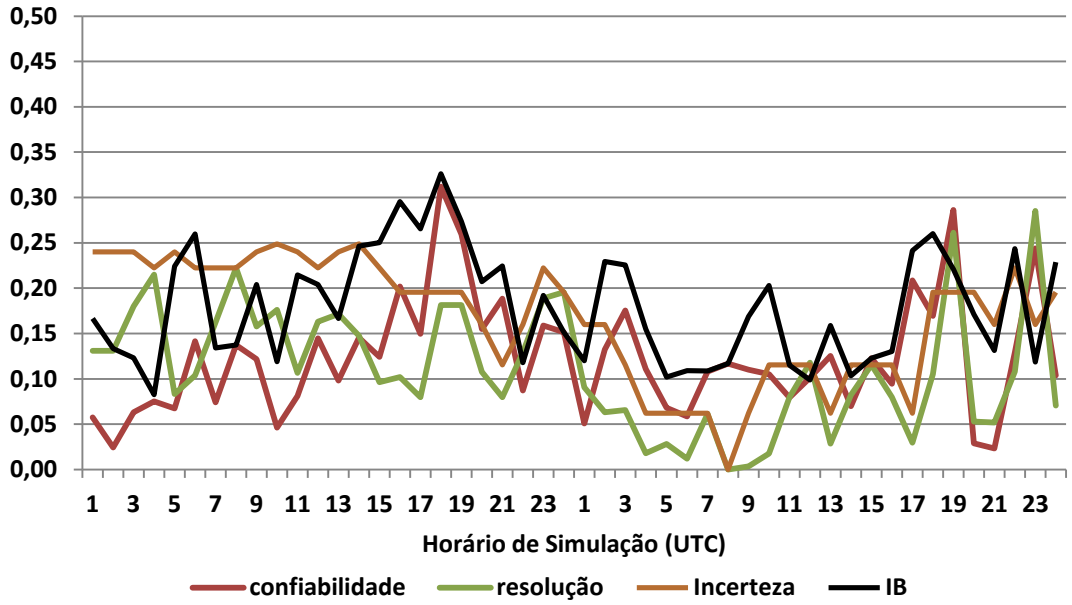

Figura 4-30: Termos de confiabilidade, resolução, incerteza e Índice de Brier horário para o conjunto de previsão na classe sem chuva..

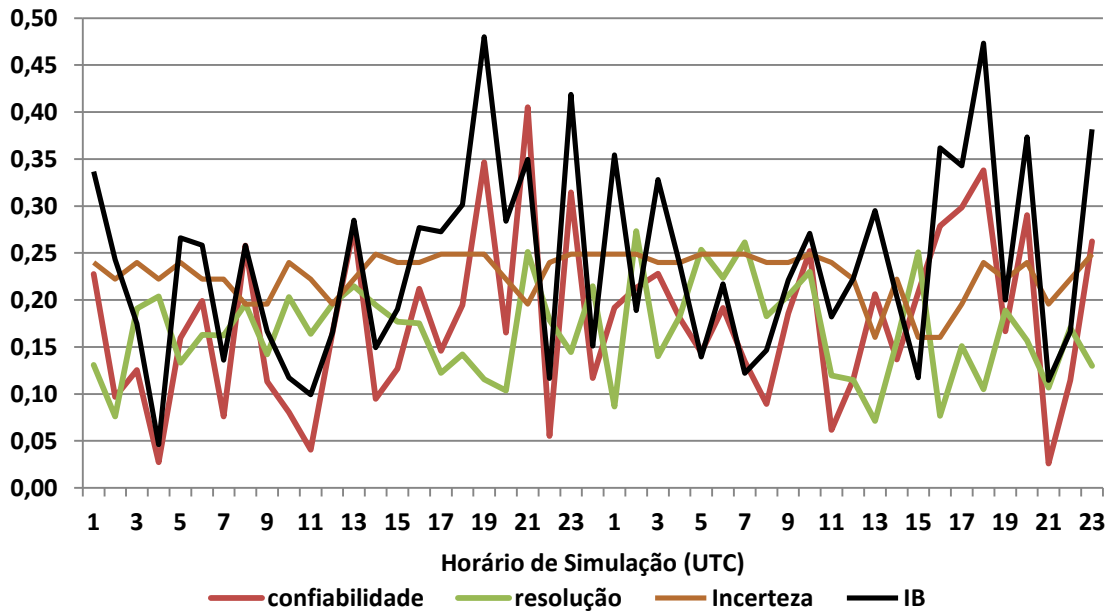

Figura 4-31: Termos de confiabilidade, resolução, incerteza e Índice de Brier horário para o conjunto de previsão de precipitação na categoria entre 0 e 5 mm.

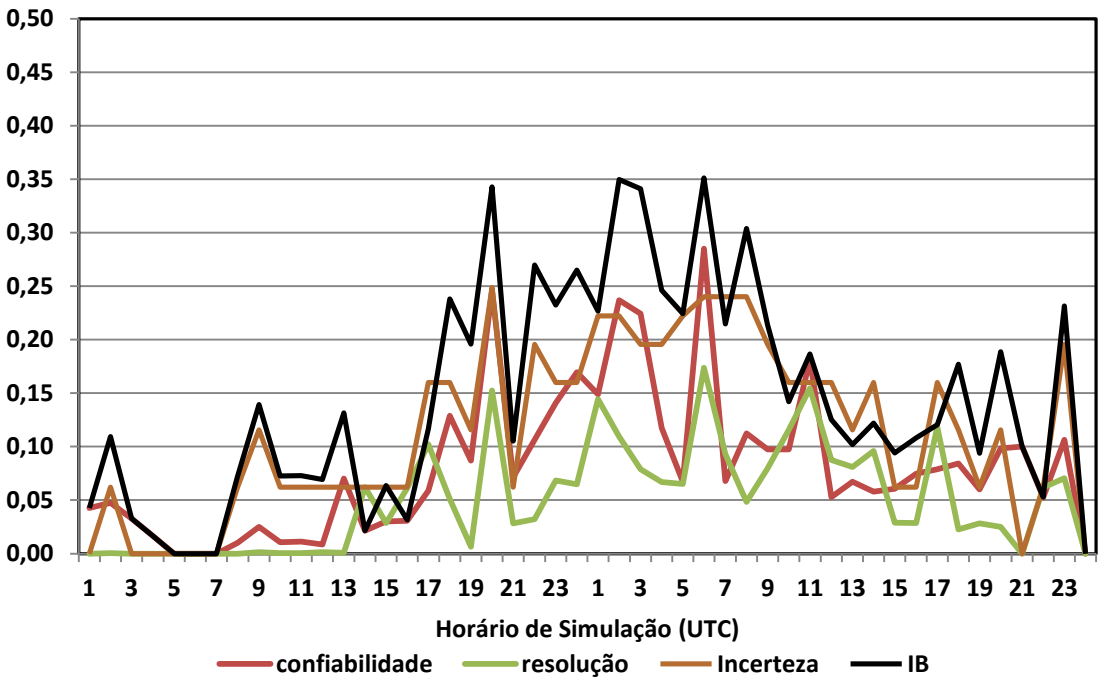

Figura 4-32: Termos de confiabilidade, resolução, incerteza e Índice de Brier horário para o conjunto de previsão para o valor de 5 e 10 mm.

O índice de Brier para precipitação acima de 1 mm teve picos variando de 0,35 a 0,46, nos horários de convecção e final da integração. Para a não ocorrência de chuva, o valor do índice está entre 0,1 e 0,3 com pico nas 18 primeiras horas de integração. Na categoria mais frequente, de 0 a 5 mm (Figura 4-31) , os valores do IB variaram entre 0,1 e 0,30, com picos de 0,4 e 0,45 no final dos dois dias de integração. Na classe de 5-10 mm, o IB possui uma curvatura entre 19 h do primeiro dia até 9 horas do segundo dia de previsão, provavelmente devido a convecção pré-frontal de alguns eventos.

Em resumo, a avaliação do sistema de previsão por conjuntos pelo índice de Brier e seus termos demonstrou níveis suficientes de confiabilidade e destreza para ser utilizada na maioria dos eventos de precipitação sobre a bacia do rio Iguaçu comparada com outros sistemas de previsão (Yuan, et al., 2005 e Stensrud e Yussouf, 2007). Os valores do IB estiveram entre 0,15 e 0,3 com alguns picos até 0,45.

4.5.3. Curva ROC

A curva ROC, curva Característica Relativa de Operação, é um gráfico que representa o índice de acerto (ordenada) versus o falso alarme (abscissa). A curva resultante indica a capacidade do sistema em prever os eventos de precipitação sem gerar falso alarme.

A curva é gerada a partir de previsões de probabilidades de ocorrência do evento, neste caso, previsão probabilística de precipitação, dividida em decis. O gráfico deve ser analisado da esquerda para direita, o falso alarme variando no eixo x e o índice de acerto variando no eixo y. Uma curva de um sistema ótimo de previsão tende a subir rapidamente próximo ao eixo y (à esquerda) e lentamente cresce no eixo x, representando um bom índice de acerto com um lento aumento do falso alarme.

Essa curva tornou-se importante na meteorologia, pois há uma tendência (ou um conservadorismo) em elevar o índice de acerto da previsão de precipitação em detrimento do aumento do falso alarme. Em geral, previsores preferem não errar uma previsão, mesmo que gerem altos índices de falso alarme, do que deixar de prever a ocorrência de um fenômeno. Em previsões de eventos convectivos, os índices de falso alarme são ainda maiores, pois faz-se necessário prevenir a ocorrência de uma tempestade de grandes proporções do ponto de vista econômico e social.

A curva ROC do sistema de previsão por conjuntos, utilizado na bacia do rio Iguaçu, apresentou um crescimento inicial satisfatório com inversão no índice de acerto 0,6 (Figura 4-33). Em comparação com uma curva ótima, o sistema ficou um pouco abaixo devido ao falso alarme, já mencionado nos resultados anteriores. Esse resultado está de acordo com o sinal positivo do erro médio aritmético (Figura 4-26 e Figura **4-27**), ou seja, há uma tendência de superestimação da previsão em relação ao volume de precipitação observado. A curva também indica que, mesmo para uma variável complexa, um sistema probabilístico proporciona resultados úteis para a bacia, com uma pequena ressalva no falso alarme que não é trivial de ser retirado por remoção de viés ou metodologias de pós-processamento.

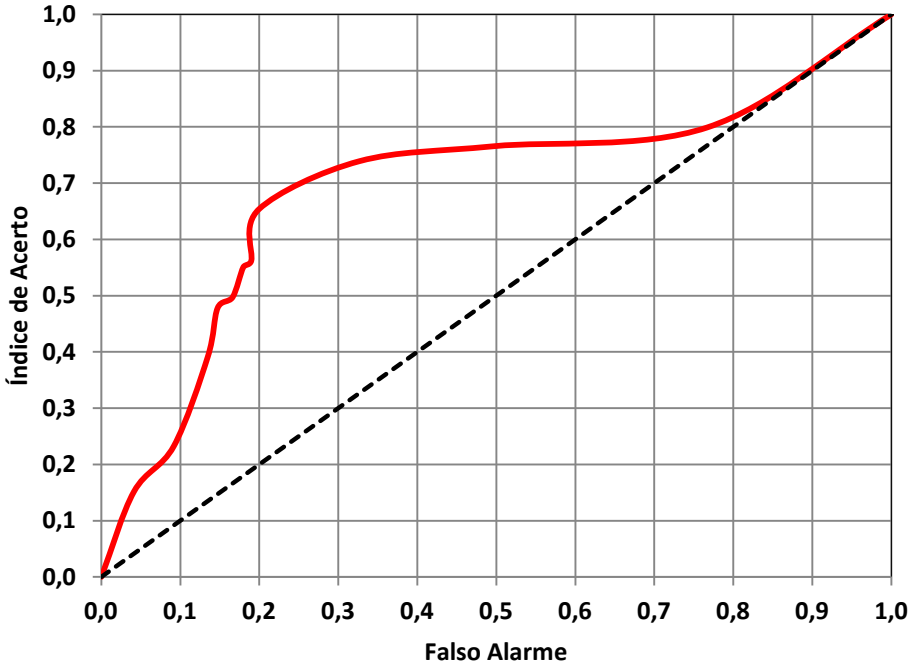

Figura 4-33: Curva ROC (Relative Operating Characteristic) para as previsões probabilísticas horárias sobre a bacia do Rio Iguaçu. A curva foi calculada para 32 eventos de chuva a partir de previsões horárias.

4.5.4. Erro de Fase x Erro de Amplitude

Na análise da amplitude e da fase do conjunto de previsão para cada horário das 48 h de previsão, o erro predominante foi de fase, ou seja, de atraso ou adiantamento da previsão de precipitação. Por meio da análise dos resultados anteriores, observa-se que parte do erro de fase pode ser atribuída ao atraso da previsão das bandas de precipitação. Em todo o período de integração, os erros foram menores na previsão probabilística (Figura 4-34) do que na determinística.

O erro de fase na previsão determinística teve uma elevação no segundo dia de simulação, ficando evidente a diminuição na destreza da previsão com o tempo de integração. O erro de fase do conjunto probabilístico diminuiu substancialmente a diferença entre os dois dias, supostamente por utilizar diversas metodologias de interação entre os hidrometeoros e de iniciação da convecção profunda. Parte do erro de atraso do modelo pode ser devido aos efeitos de ajuste das condições físicas iniciais da atmosfera (“spin up”).

A redução do erro de amplitude utilizando o sistema probabilístico por conjunto foi mais significativo que o erro de fase (Figura 4-34) e eliminou os picos nos intervalos de 21 à 25 h e 37 às 42h. Dados que diferentes soluções de simulação das interações físicas da atmosfera foram utilizadas nos membros do conjunto,

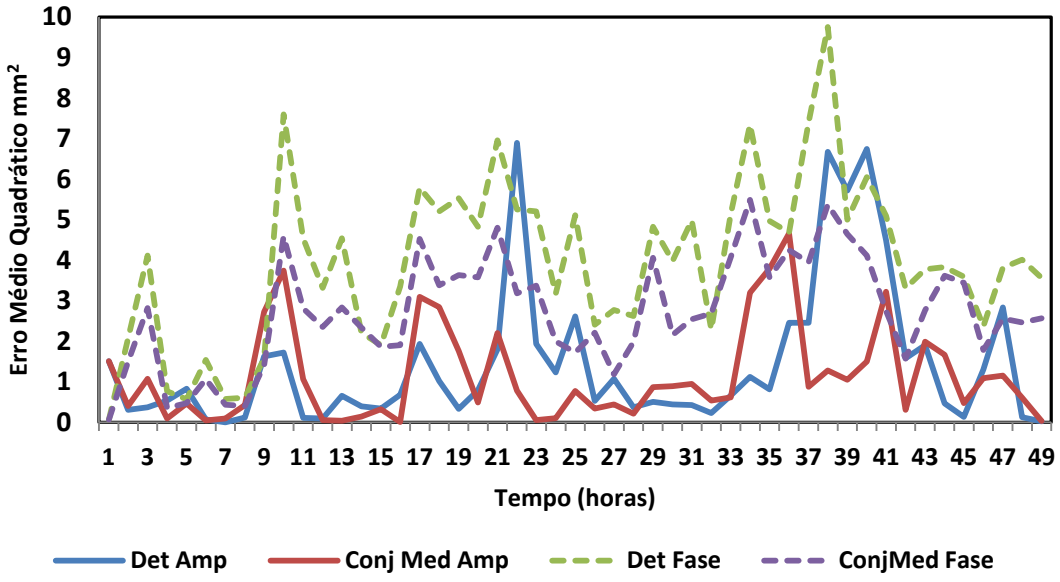

Figura 4-34: Erro médio quadrático da amplitude e da fase para previsão determinística e por conjunto médio para previsões horárias na bacia do Rio Iguaçu.

4.5.5. Índice de Previsão Probabilística de Extremos - IPPE

O índice de previsão probabilística de extremos (Seção 3.7) sumariza a previsão do conjunto para eventos extremos, tais como temperaturas máxima e mínima, chuva de forte intensidade (acima de um nível considerado crítico para a região) e índices de instabilidade como o CAPE. No presente trabalho, foi considerado o valor de 5 mm horário médio na área da bacia do alto Iguaçu, porque, a partir deste, há um impacto significativo de vazão no rio Iguaçu (Calvetti et al., 2006).

A variação do índice IPPE a partir da 16ª hora de previsão para o dia 10 de abril de 2010 (Figura 4-35) assinalava uma tendência à inversão do sinal de negativo para positivo, indicando uma previsão de chuva acima de 5 mm. Durante quase todo o período de integração, os valores foram positivos, com alguns picos negativos, e o volume de precipitação ocorreu próximo ou acima do limiar desde a 17ª hora de integração. Portanto, por meio do índice, seria possível realizar uma previsão de chuva acima de um limiar e de continuidade por mais de 20 horas.

Para o dia 27 de setembro de 2009 (Figura 4-36), o IPPE indicava uma situação de chuva acima do limiar de 5 mm a partir da 27ª hora de integração, defasado em pelo menos 8

horas. Esta indicativa, porém, era com valores entre 0 e 0,5, ou seja não havia um consenso entre os membros de previsão. Observa-se ainda que, neste dia, o IPPE era negativo e próximo de -1 durante a ocorrência de chuva forte, entre a 19 e a 27 ª de previsão. Estes casos em que o IPPE é negativo e próximo de 1, mas ocorre a precipitação acima do limiar, pode significar a não detecção do fenômeno ou o atraso. Neste caso, como o IPPE inverteu o sinal horas depois, a hipótese mais provável é de atraso.

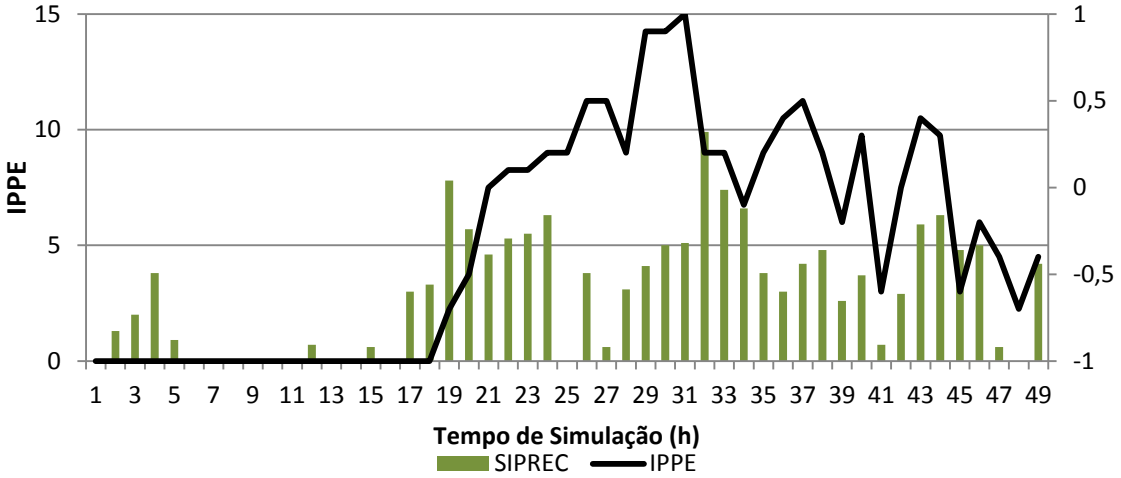

Figura 4-35: Índice de Previsão Probabilística de Extremos (IPPE) do conjunto de previsão de precipitação para o dia 24/04/2010. O IPPE (linha) foi calculado com o limiar de 5 mm horários médio na bacia. Com uma pequena defasagem, o IPPE tende a ficar positivo com o aumento da precipitação (barras).

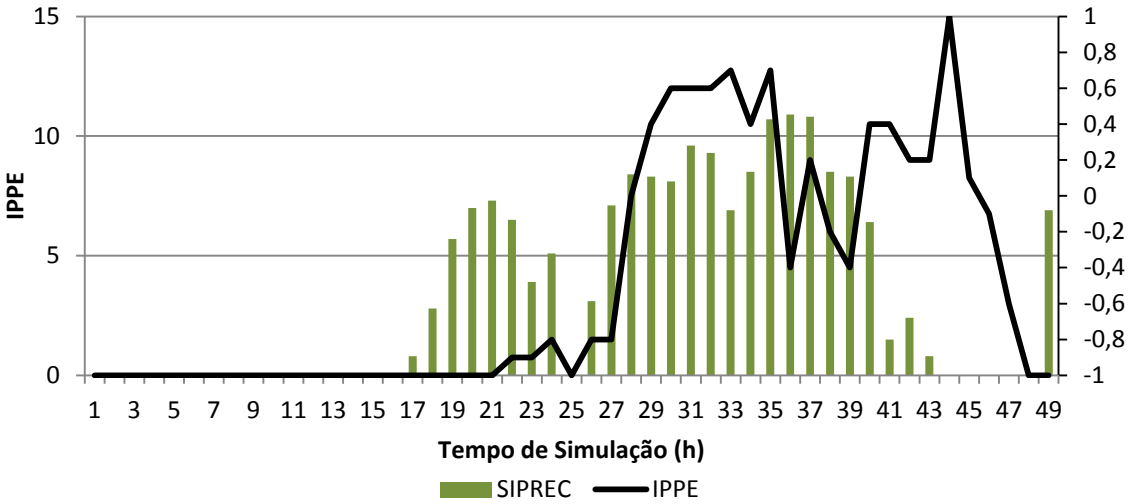

Figura 4-36: O mesmo que na Figura 4-35 para o dia 27 de setembro de 2009.

Num sistema operacional de previsão por conjunto, a utilização de um índice como o IPPE é útil para sumarizar o desempenho das previsões probabilísticas, indicando a tendência

do conjunto. As previsões hidrometeorológicas são realizadas por meio da interpretação, análise e assimilação de uma gama de dados e informações gerando simulações com diversas soluções. Ao longo do tempo, as metodologias são aperfeiçoadas, as redes de monitoramento são adensadas e melhoradas, os modelos tendem a utilizar maior resolução e os métodos de assimilação começam a se tornar operacionais nos modelos de mesoescala. O IPPE pode condensar em uma única grandeza a medição da evolução da qualidade de todas as previsões de modo a permitir um acompanhamento por um longo período, independentemente do número de membros de previsão e de novas metodologias. Por exemplo, suponhamos um episódio de enchente e inundação de um rio em área urbana em que a previsão hidrometeorológica atrasou o início da cheia. Pode-se estudar quais metodologias poderão ser utilizadas tal que o IPPE seja positivo, indicando a ocorrência da cheia com antecedência suficiente para a disseminação da informação.

4.5.6. Previsão Probabilística x Previsão Determinística

Embora existam motivos para a utilização de um conjunto de previsões como o cálculo da incerteza e a opção de diversas soluções físicas da atmosfera, há o questionamento da comparação direta entre a destreza do conjunto e da previsão determinística. Como o sistema de previsão probabilística possui um custo mais elevado, esta comparação direta é a primeira avaliação que um gestor poderá realizar para conhecer a relação custo benefício de um sistema de previsão hidrometeorológica.

A previsão determinística possui, como resultado, a quantidade de precipitação em pontos de grade por unidade de tempo, neste caso horário. Por meio de várias soluções possíveis, a previsão probabilística oferece valores médios, probabilidades de uma classe ocorrer, mediana, índices de extremos, análise de incerteza e gráficos probabilísticos.

A primeira comparação foi realizada por meio do desvio médio aritmético (viés) entre a previsão determinística e o conjunto médio de simulações. Este último foi calculado pela média aritmética entre todas as simulações de modo que cada uma das previsões tivesse o mesmo peso, ou seja, foram equiprováveis. O resultado desta comparação indica o quanto um sistema com várias soluções poderá melhorar uma previsão quantitativa de precipitação média sobre a bacia. O viés encontrado foi negativo até as 20 horas de integração e nas primeiras

horas do segundo dia de simulação (Figura 4-37). Durante a madrugada do segundo dia de simulação, a curva do viés para a previsão por conjunto ficou próxima de zero. Não houve diferença significativa de fase neste gráfico de viés, ou seja, a detecção média dos fenômenos foi similar em ambas as metodologias.

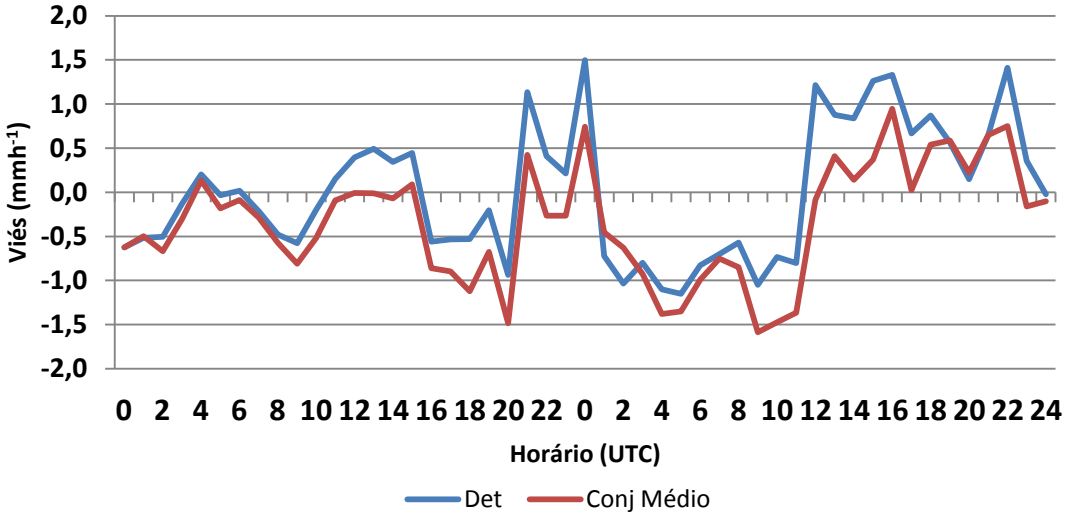

Figura 4-37: Desvio médio (viés) entre previsão determinística e o conjunto médio para precipitação horária média na bacia do rio Iguaçu.

A substituição da previsão determinística pelo conjunto médio diminuiu a dispersão entre as previsões médias horárias e as observações, principalmente na detecção de eventos de chuva. Observa-se que, na Figura 4-38, vários pontos de previsão zero (eixo y) com observação acima de 3 mm (eixo x), foram retirados quando se empregou a previsão por conjunto médio. E, ainda, vários pontos com valores elevados de precipitação e fraca ocorrência de chuva foram eliminados no uso do conjunto.

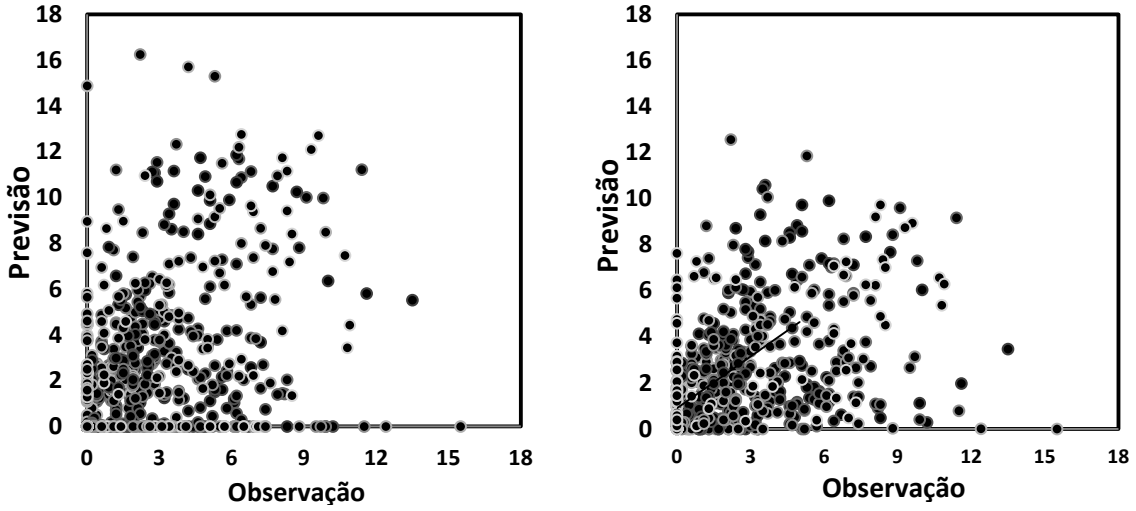

Figura 4-38: Dispersão entre previsão e observação de precipitação horária media na bacia do Rio Iguaçu utilizando previsão determinística (esquerda) e o conjunto médio (direita).

Para detecção de chuva média horária na bacia, considerando valores acima de 1 mm horário (Figura 4-39), o índice de acerto foi de 60 % a 90 % durante o período de integração (48 horas) para as previsões por conjunto e entre 50 a 80% para a previsão determinística. Os picos inferiores da previsão determinística foram de aproximadamente 50 %, no período entre 15h e 21h do primeiro dia e 16 horas no segundo dia de integração. Os menores picos do conjunto médio foram de 58% às 2h e 65 % às 16 horas do primeiro dia de simulação.

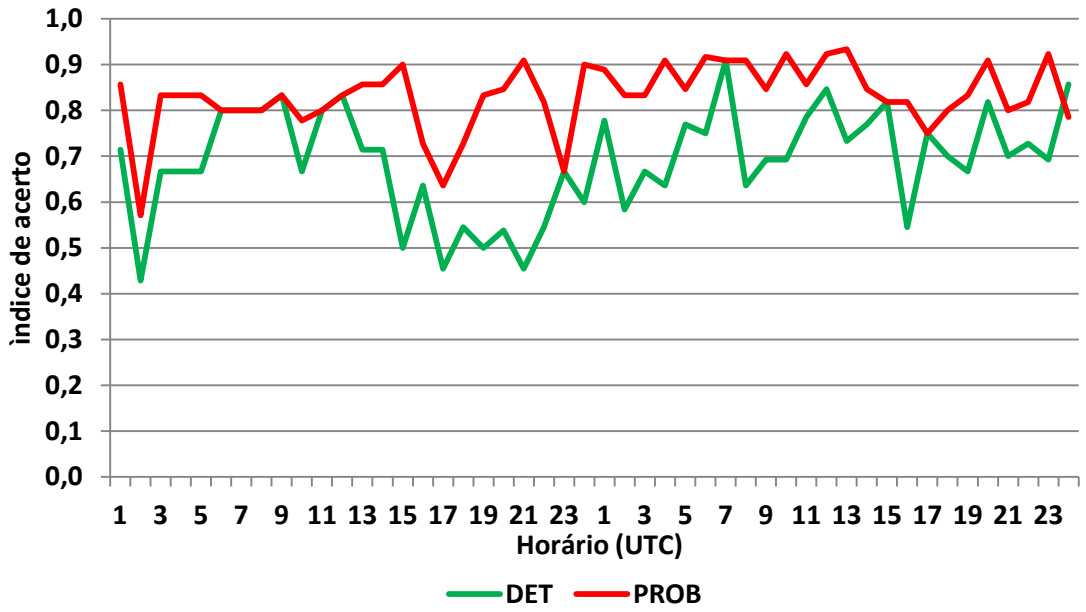

Figura 4-39: Índice de acerto de previsões determinística e probabilística para precipitações ocorridas acima de 1 mm médio horário sobre a bacia do Rio Iguaçu.

Na categoria mais freqüente (1 a 5 mm) a diferença entre o índice de acerto da previsão probabilística e a determinística foi ainda maior com diferenças de até 40 % (Figura 4-40). Apenas em dois horários o índice de acerto da previsão determinística obteve uma leve superioridade à probabilística, às 11h e às 19h do primeiro dia de integração.

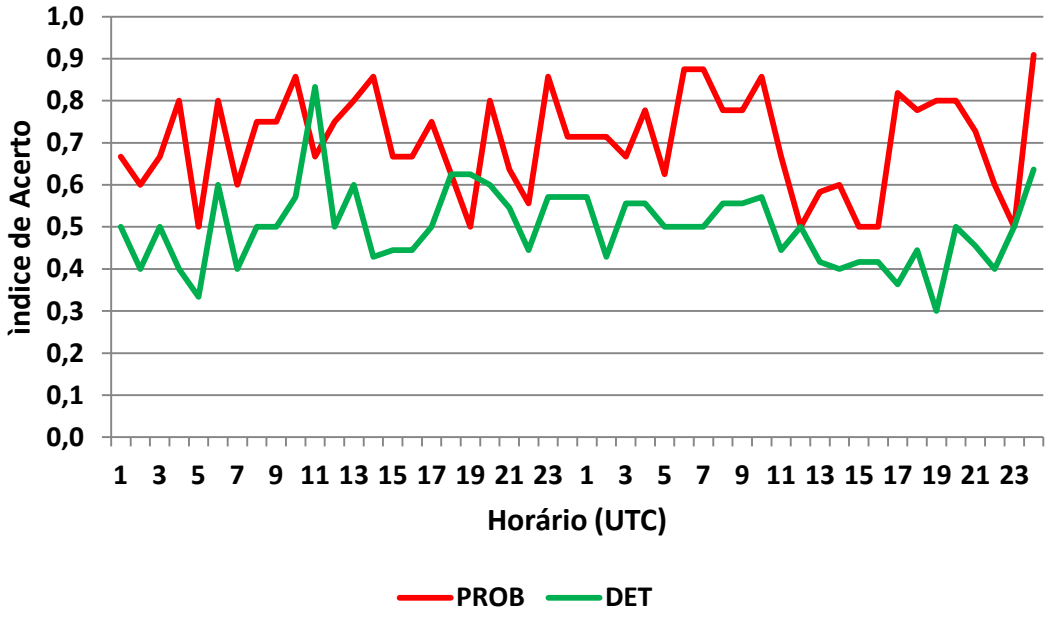

Figura 4-40: Índice de acerto para previsões determinística e probabilística para precipitações ocorridas entre 0 e 5 mm médio horário sobre a bacia do Rio Iguaçu.

Os resultados podem variar conforme a escolha do membro escolhido para ser a previsão determinística. Em geral, essa previsão é a que obtém a melhor performance entre os membros de previsão disponíveis e, por isso, é denominada de previsão de controle.

A fim de obter a uma gama maior de possibilidades, pode-se aumentar o número de membros de previsão em detrimento do índice de acerto total e, por exemplo, diminuir o erro de fase e inserir mais opções para detecção de picos de chuva.

Na previsão quantitativa determinística preocupa-se em aumentar o índice de acerto e a probabilidade de detecção e, simultaneamente, diminuir o falso alarme. Na previsão probabilística, se busca conhecer a incerteza da previsão, mesmo que seja necessário diminuir um pouco o índice de acerto para obter uma melhor probabilidade de detecção do fenômeno ou reduzir o erro de fase.

4.6. Uso das previsões de precipitação por conjunto no modelo hidrológico Top Model

Um dos principais usos da previsão de precipitação é modelagem hidrológica para a simulação da variação do nível de rios. Os modelos hidrológicos, em geral, dependem das variáveis vazão e precipitação. A vazão é utilizada como a variável base a qual sua perturbação poderá ser simulada a partir de tendências de vazão ou da condição de contorno, isto é, cenários de precipitação. A modelagem hidrológica tradicional utiliza uma condição inicial de precipitação com cenários fixos de precipitação, normalmente, climatologias (Tucci, 2005). Nos últimos anos, com o aumento da destreza das previsões de precipitação, utilizam-se modelos hidrológicos alimentados por cenários resultantes de previsões de modelos meteorológicos (Collischonn et al., 2005; Conselvan, 2006; Leite e Rotunno Filho, 2006; Guilhon Rocha e Moreira, 2007; Fadiga Jr. et al., 2008 e Tucci et al., 2008). Não obstante ao aumento da destreza nas previsões hidrológicas, a antecipação do aumento rápido da vazão em bacias pequenas e médias é um elemento chave para a utilização da previsão meteorológica, diminuindo o erro de fase em eventos críticos.

A seguir, foram selecionados alguns casos representativos da utilização do conjunto de previsão de precipitação como cenários de chuva no modelo TopModel. Cada membro de previsão de precipitação foi utilizado como a condição de contorno de uma simulação com o modelo hidrológico. Os parâmetros do modelo hidrológico foram mantidos iguais para todas as simulações.

A previsão de precipitação por conjunto utilizada no modelo TopModel para o dia 22 de outubro de 2005 (Figura 4-41) gerou diferentes valores de amplitude da vazão, mas com pouca diferença na fase. O erro temporal no crescimento da vazão foi de 10 horas e, neste caso, não apresentou melhorias na fase em relação a uma previsão determinística. Na amplitude de vazão, observa-se que 3 membros previram vazão acima de 1650 m^3s^{-1}, enquanto que os demais estiveram entre 1500 e 1600 m^3s^{-1}, um pouco superior que a vazão medida, de 1450 m^3s^{-1} .

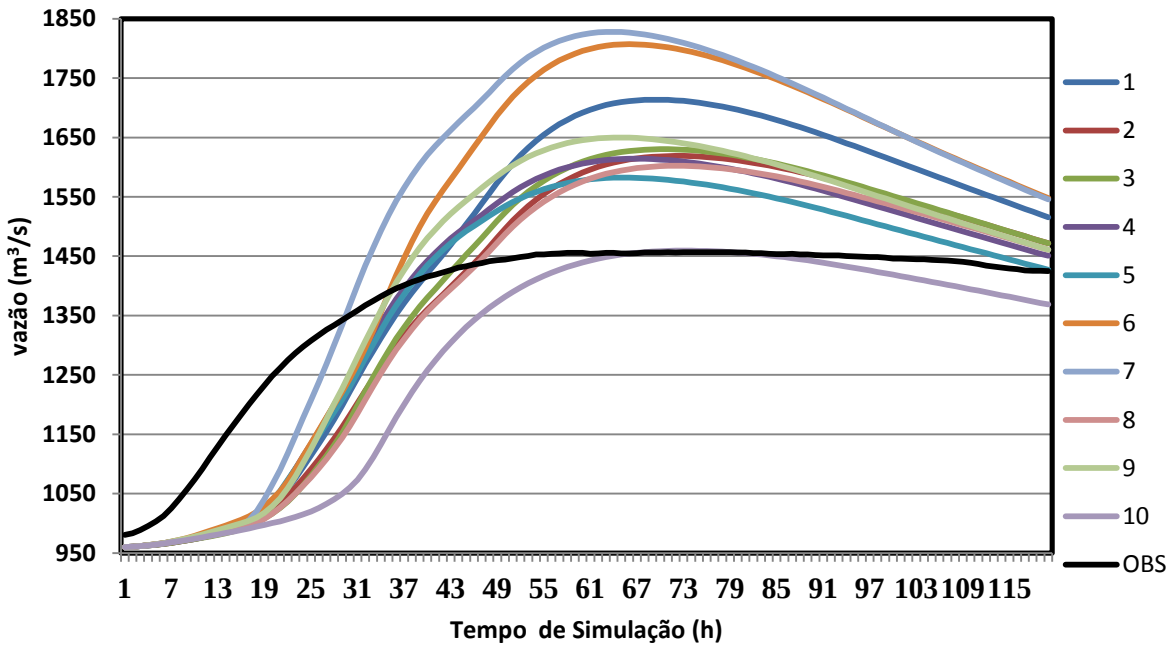

Figura 4-41: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel, utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 22/10/2005 a 02/11/2005. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local.

O erro de fase na previsão de vazão é tão crítico quanto na previsão de precipitação, porque é a partir do rápido crescimento/decaimento da curva do nível do rio que se iniciam procedimentos de abertura de comportas, vertedouros e ações para mitigação de cheias. A intensidade da precipitação determinará a amplitude de crescimento da curva unitária de vazão, determinando se aquele volume de água a acumular no rio ou reservatório será suficiente para gerar inundações.

Para a cheia de 01 de novembro de 2007, apenas a previsão de vazão com a precipitação gerada pelo WRF com microfísica WSM 6 e cumulus Kain Fritsch capturou a fase adequadamente (Figura 4-42). Os demais membros produziram um aumento na vazão com 6 horas de defasagem. O membro que acertou a fase teve o maior pico na amplitude de vazão com erro de aproximadamente 10 % na vazão.

Abstraindo a curva de vazão medida, simulando-se um ambiente de previsão operacional, a tendência inicial é de descarte desse membro isolado. Porém, o efeito do atraso na previsão da formação ou propagação do fenômeno meteorológico foi introduzido no modelo hidrológico de modo a atrasar a variação da vazão. Por essa razão, uma previsão defasada das demais, que represente uma possibilidade de cheia anterior a previsão

consensual, pode capturar o sinal que outras simulações não a fizeram, de modo que, para diminuir o risco de erro da previsão, faz-se necessária a realização de outras simulações e verificar-se o comportamento atualizado de dados da rede de pluviômetros, imagens de radar e satélite. Importante ressaltar que esse membro de previsão possui um modelo de microfísica avançado e possui um índice de acerto superior aos demais. Logo, essas características dos membros também devem ser consideradas na análise de risco.

Por isso, as incertezas geradas pelo conjunto de previsões são muito úteis para os processos decisórios, de modo a introduzir pequenas perturbações que possibilitem a identificação mais ampla das possibilidades de ocorrência de precipitação e seus efeitos na previsão da variação da vazão.

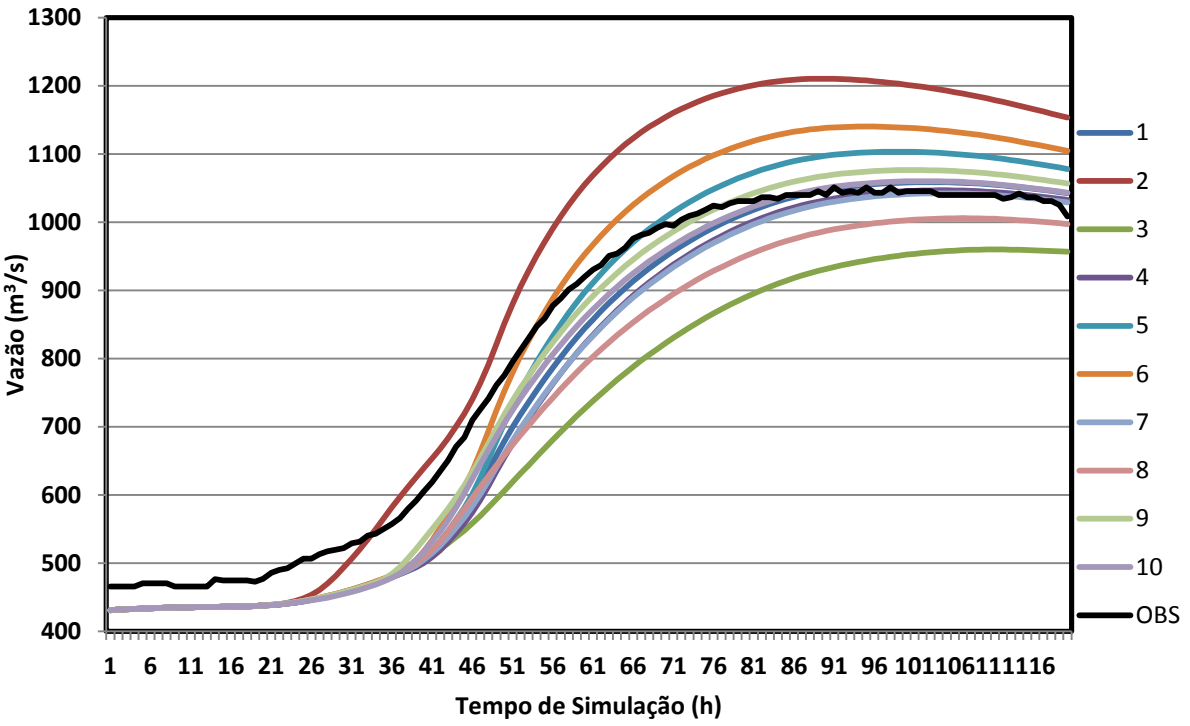

Figura 4-42: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 01/11/2007 a 05/11/2007. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local.

A previsão de vazão para o dia 7 de setembro de 2009 (Figura 4-43) reproduziu com boa acurácia o instante da elevação do rio, sendo que o membro 3 (microfísica WSM 3 e cumulus

KF2) acompanhou a curva de vazão observada por todo o período de integração. Os membros superestimaram a amplitude da vazão em torno de 20 % com picos de 40 %.

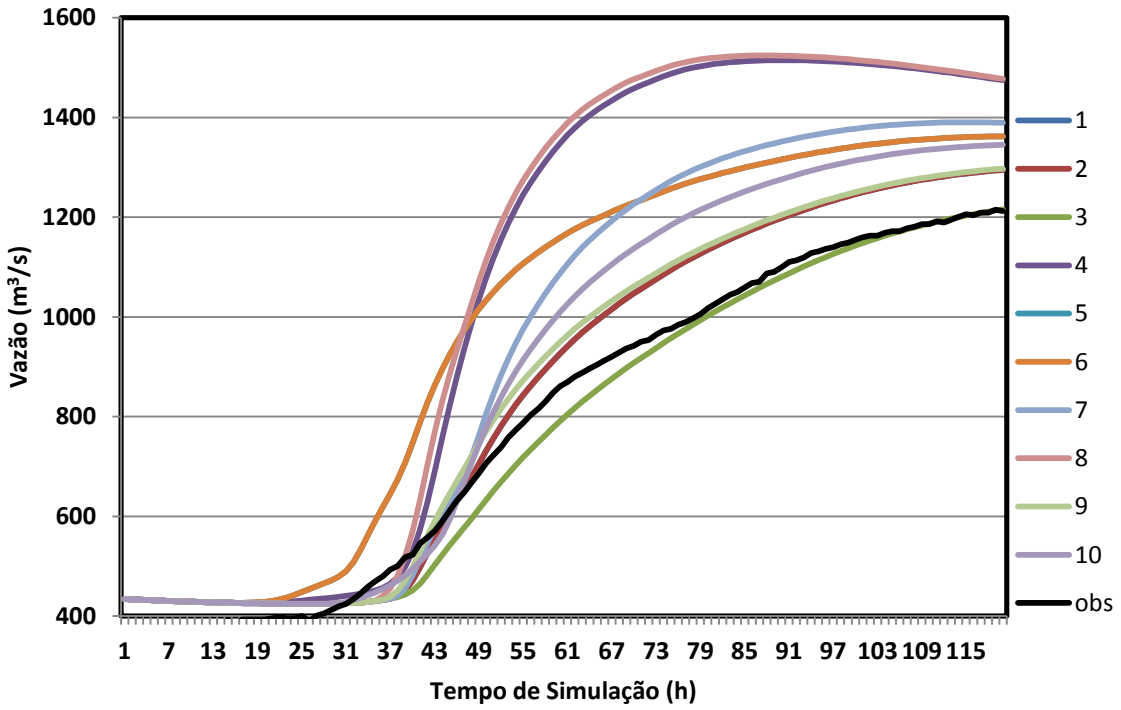

Figura 4-43: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 07/09/2009 a 11/09/2009. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local.

A passagem de um sistema frontal foi simulada no dia 10 de julho de 2007. A chuva foi uniformemente distribuída espacialmente e temporalmente de modo a se obter uma excelente previsão (Figura 4-44). Os membros da previsão hidrológica convergiram para valores próximos da medição com bons resultados na fase e na amplitude. A diferença inicial entre a vazão simulada e medida foi devido à calibração do modelo hidrológico, mas que não influenciou significativamente o resultado da previsão.

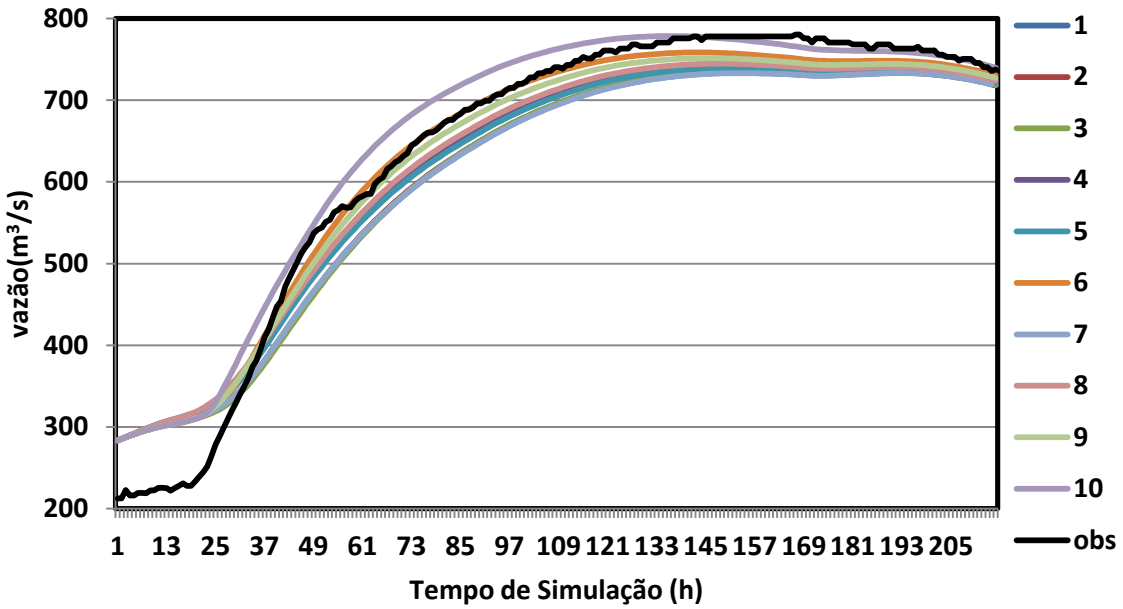

Figura 4-44: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 10/07/2009 a 18/07/2009. Os membros são: 1-WSM5/KF, 2-WSM6/KF, 3-WSM3/KF, 4-Lin/Grell 3D, 5-Lin/GrellDevenyi, 6-Lin/BMJ, 7-Lin/KF, , 8-Lin/KF defasada 6h, 9-Lin/KF defasada 12h e 10-Lin/KF defasada 18h. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local.

O comportamento da vazão para o período de 10 a 18 de outubro de 2009 mostra um cenário mais complexo para previsão de precipitação e vazão (Figura 4-45). Enquanto a curva de vazão vem de um declínio no nível do rio, vários eventos intermitentes de precipitação na bacia do Rio Iguaçu geraram incrementos no volume do rio, formando ondas de cheia. Neste caso, a simulação de vazão está decrescendo a partir de um pico de cheia (1770 m^3s^{-1}), com uma superestimativa de aproximadamente 30 m^3s^{-1} em relação à vazão observada. Em seguida, dois novos eventos de precipitação promoveram dois picos de vazão e as simulações foram capazes de captar a fase do fenômeno, porém superestimando a amplitude entre 10 a 15 %, ou seja, cerca de 200 m^3s^{-1}.

Este é um caso especial para a previsão hidrometeorológica. A vazão já estava acima do nível crítico de 1300 m^3s^{-1}, onde diversas áreas da cidade de União da Vitória- PR já se encontravam alagadas de modo que qualquer alteração na previsão poderia gerar grandes impactos. Vejamos a seguir três possibilidades a serem analisadas a partir das simulações de vazão :

- Previsão de precipitação: foi o que ocorreu com as simulações WRF – TopModel; o conjunto de simulações apresentou uma convergência na fase e uma divergência na amplitude. Esta última variando picos entre 1740 a 1950 m^3s^{-1}. Para o previsor, fica evidente a ocorrência de precipitação, em dois novos picos, com variação na amplitude em 10 % e certamente fará

avisos de continuidade da chuva e aumento do nível em até 10 %. O impacto da informação poderá ser de remoção de parte da população e interdição das áreas já afetadas pela cheia.

- Não ocorrência de chuva: observando as previsões, é muito difícil decidir pela não ocorrência de chuva, pois todos os membros foram perturbados de forma a elevar o nível de vazão. Neste caso, a probabilidade de decréscimo da vazão seria zero.

- Subestimativa de chuva e vazão: apenas um dos membros (microfísica Lin e cumulus Betts-Miller-Janjic) subestimou o pico de vazão. Assim, considerando os membros equiprováveis, a chance de subestimar a vazão seria de 10 % e, mesmo assim, como o membro subestimou apenas 50 m^3s^{-1} (ou 5 % do pico de vazão observada), a previsão estaria muito próxima do observado.

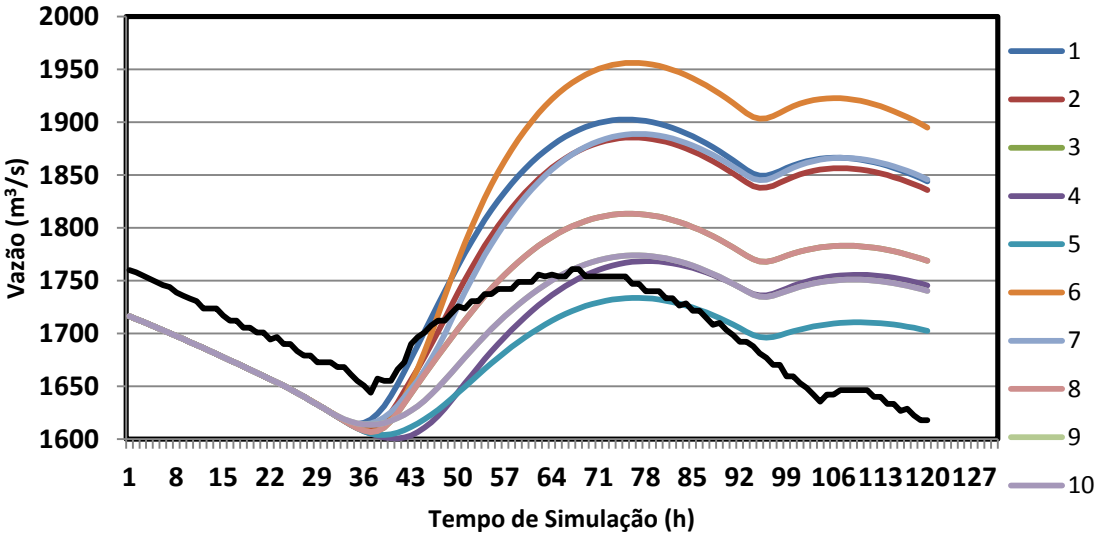

Figura 4-45: Vazão média horária para União da Vitória – PR, simulada com o modelo hidrológico TopModel utilizando a precipitação horária dos diferentes membros do conjunto de previsão do WRF no período de 10/10/2009 a 18/10/2009. A linha contínua em preto representa a medição da vazão no local.

A partir de dados padronizados de vazão, entre 0 e 1, foi calculada a raiz do erro médio quadrático (EMQ) da fase e amplitude das previsões geradas pelo modelo hidrológico TopModel com a utilização de previsões probabilística e determinística de precipitação pelo WRF.

O erro de fase foi maior que o erro de amplitude (Figura 4-46), indicando que o atraso nas previsões de variação da vazão ainda é o maior desafio na previsão hidrometeorológica. O erro de cálculo do escoamento superficial do modelo hidrológico pode ser um fator importante a se considerar para diminuir o erro de fase. Porém, há uma sensibilidade muito grande do modelo hidrológico em resposta à condição de contorno precipitação de modo que

melhoria no atraso das previsões de chuva será determinante na diminuição do erro de fase das previsões de vazão.

O erro das simulações hidrológicas utilizando o conjunto de previsões de precipitação foi menor que a previsão determinística (Figura 4-46). A diferença, entre os dois tipos de previsões, foi maior na amplitude, principalmente a partir da vigésima hora de integração. Este período provavelmente está relacionado com o efeito do escoamento da água nas sub-bacias. O erro de fase nas simulações hidrológicas seguiu a tendência das previsões meteorológicas e foi menor na previsão probabilística no primeiro dia de simulação. No segundo dia esse erro foi similar em ambas previsões de precipitação. Embora o erro de fase seja sistemático, não é trivial de ser removido, visto que o início do rápido aumento da vazão depende da previsão quantitativa de precipitação que, por sua vez, obteve erros de fase similares entre a previsão probabilística e determinística (seção 4.5.6 e Figura 4-37).

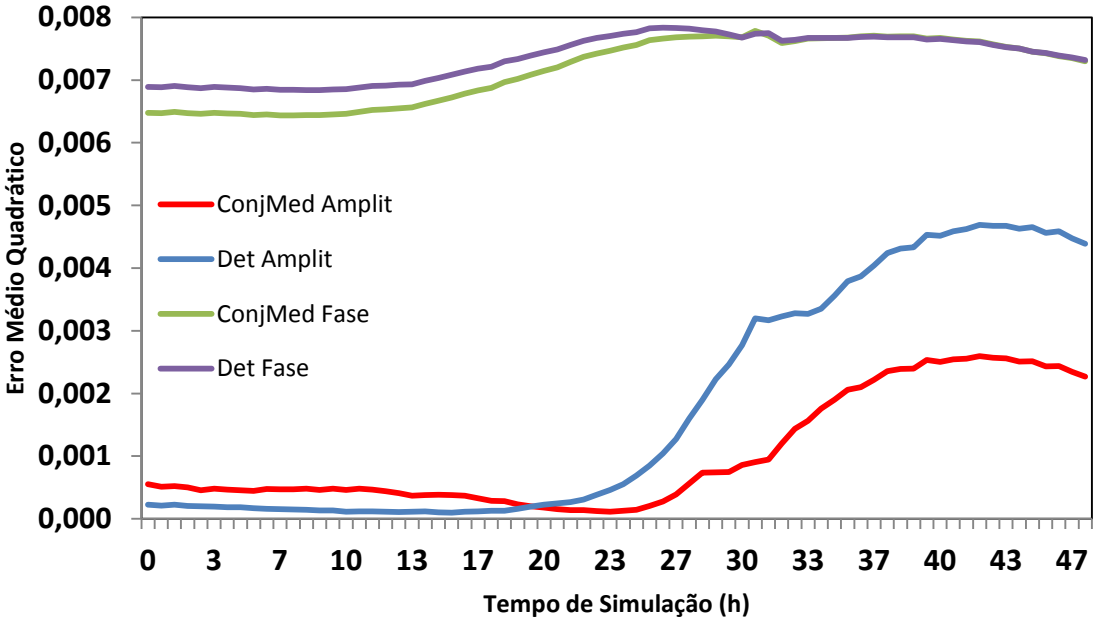

Figura 4-46: Erro médio quadrático da amplitude e da fase para previsão determinística e por conjunto médio para previsões de vazão horária na bacia do Rio Iguaçu. Os dados de vazão foram padronizados entre 0 e 1, pois os eventos possuem diferenças muito grandes de amplitude (de 300 a 2000 m^3s^{-1})

A seguir, são sumarizadas algumas discussões com meteorologistas e hidrólogos do SIMEPAR, sobre as vantagens das previsões por conjunto:

- Possibilidade de análise das incertezas observadas diretamente nos gráficos de variação de vazão de cada membro (Figura 4-41 a Figura 4-45) ;

- Inserção de membros que possam capturar algum tipo específico de característica física da previsão. Por exemplo, escolher algum modelo de microfísica ou convecção que obtenha melhor desempenho no erro de fase e inseri-lo no conjunto operacional para analisá-lo juntamente com os demais;
- Informação do grau de incerteza associada à previsão, principalmente em casos de falha na previsão;
- Discussão com o receptor (usuário) dos níveis de risco a serem tomados baseados no nível de incerteza de cada previsão. Por exemplo, pode-se discutir com o operador de usinas hidrelétricas, as probabilidades de aumento de vazão e mostrar as incertezas para a tomada de decisão, que pode ser de realizar novas simulações ou aguardar o recebimento de informações da rede de pluviômetros ou radar;
- As incertezas podem ser reduzidas dependendo da época do ano e do sistema sinótico ou de mesoescala que esteja atuando.

5. Conclusões

Foi estudada a utilização de um conjunto de simulações geradas pelo modelo WRF para previsão probabilística de precipitação quantitativa horária na bacia do rio Iguaçu no Paraná. Os membros do conjunto foram configurados com perturbações físicas a partir de combinações de modelos de convecção e microfísica do WRF e perturbações de condições

iniciais defasadas temporalmente provenientes da análise do modelo global GFS. Os resultados foram inseridos como condição inicial e de contorno no modelo hidrológico TopModel para previsão de vazão no rio Iguaçu, no município de União da Vitória, Paraná, o qual é frequentemente atingido por inundações devido a elevação do nível do rio.

Foram utilizados diagramas de conjuntos (epsgrama), mostrando-se um modo rápido e versátil para a análise da variabilidade e incerteza entre as previsões de modo a informar a tendência e a confiabilidade do conjunto para a tomada de decisão do meteorologista previsor. A análise da incerteza dos membros do conjunto é fundamental, pois a precipitação é uma variável resultante de processos físicos complexos e a incerteza das soluções é maior que em variáveis contínuas como geopotencial em 500 hPa e temperatura em superfície.

A comparação entre os membros configurados com diferentes soluções de microfísica e convecção mostrou que as combinações que utilizaram o modelo de convecção de Grell produziram uma quantidade menor de precipitação que as demais e, em geral, geraram núcleos de convecção com pequenas áreas estratiforme. A utilização da parametrização de microfísica WSM 5, que inclui o discernimento de graupel, produziu um volume maior de precipitação do que a WSM 3, sem graupel, mantendo a mesma área de chuva. O modelo de convecção de Betts-Miller tende a gerar núcleos de convecção com diminutas áreas estratiformes. Para estas áreas, as combinações com parametrização de convecção de Kain Fritsch obtiveram resultados melhores. Os modelos de microfísica mais sofisticados, de dois momentos, WSM 6 e Thompson, produziram melhores resultados na amplitude do volume de precipitação que os demais esquemas, inclusive para áreas convectivas. Concluiu-se que o aumento do custo computacional (cerca de 15%) desses esquemas já são justificados pelo aumento da acurácia no sistema de previsão por conjunto.

Em relação à distribuição espacial da precipitação na bacia hidrográfica, os resultados indicam melhores simulações com a utilização das combinações de microfísica Lin e convecção de Kain Fritsch, microfísica WSM 6 e convecção de Kain Fritsch e simulações defasadas em 6 horas utilizando convecção de Kain Fritsch e microfísica de Lin. As simulações inicializadas em horários mais próximos da ocorrência do fenômeno não garantiram uma melhoria na distribuição de precipitação na bacia, provavelmente pelo tempo de ajuste às condições atmosféricas iniciais. Na propagação das bandas de precipitação, a microfísica de Thompson apresentou bons resultados, possivelmente, pelo bom desenvolvimento das novas células a frente do eixo das linhas de instabilidade.

Nas simulações de cheias, durante o período de elevação do volume de precipitação, o erro médio aritmético do conjunto de previsões foi menor que cada um dos membros

utilizados nesse conjunto. Portanto, ao se utilizar um conjunto de previsões obteve-se um menor erro do que qualquer previsão determinística. Esse período de cheia é caracterizado pelo desenvolvimento e/ou propagação dos sistemas precipitantes, onde a simulação de convecção e dos transportes horizontais e verticais de umidade é fundamental para um bom desempenho da previsão de precipitação. Quando os sistemas precipitantes iniciaram a dissipação e o volume de precipitação diminuiu, alguns membros obtiveram resultados melhores que o conjunto médio, embora não sistematicamente. Analisando individualmente cada evento, observou-se que, no período de diminuição da chuva (estágio de dissipação dos sistemas precipitantes), as simulações tiveram um comportamento confluente. Por isso, nesse estágio de dissipação dos fenômenos não seria necessário rodar um conjunto de previsões.

A avaliação do sistema de previsão por conjuntos pelo índice de Brier e seus termos demonstrou níveis suficientes de confiabilidade e destreza para ser utilizada na maioria dos eventos de precipitação sobre a bacia do rio Iguaçu. Os valores do IB estiveram entre 0,15 e 0,3 com picos isolados. Os valores obtidos para o termo de incerteza estiveram entre 0,1 e 0,25 indicando bons resultados visto que o desejável é o mais próximo de zero. Nos eventos de chuva, o termo de confiabilidade apresentou valores próximos a 0,2 no período da manhã e valores entre 0,3 e 0,4 no período da tarde, com um acréscimo no final da integração.

Num sistema de previsão por conjunto operacional, a utilização do Índice de Previsão Probabilística de Extremos (IPPE) mostrou-se útil para sumarizar o desempenho das previsões probabilísticas, indicando a tendência do conjunto. O IPPE pode condensar em uma única grandeza a medição da evolução da qualidade de todas as previsões de modo a permitir um acompanhamento por um longo período, independentemente do número de membros de previsão e de novas metodologias.

Comparando-se a previsão determinística com a previsão por conjunto, o índice de acerto foi de 60 % a 90 % durante o período de integração (48 horas) para o conjunto médio de previsões e entre 50 a 80% para a previsão determinística. Os picos inferiores da previsão determinística foram de aproximadamente 50 %, no período entre 15h e 21h do primeiro dia e 16 horas no segundo dia de integração. Os menores picos do conjunto médio foram de 58% às 2h e 65 % às 16 horas do primeiro dia de simulação. Na categoria de chuva mais freqüente, de 1 a 5 mm, a diferença entre o índice de acerto da previsão probabilística e a determinística foi ainda maior com diferenças de até 40 %. Apenas em dois horários o índice de acerto da previsão determinística obteve uma leve superioridade à probabilística, às 11h e às 19h do primeiro dia de integração.

Em todos os horários de simulação, o erro de fase foi maior que o erro de amplitude, possivelmente devido aos atrasos da propagação dos sistemas precipitantes e ao ajuste das condições iniciais da atmosfera. Na comparação das previsões, os erros de fase e amplitude foram menores na probabilística em todo o período de integração.

Assim como na previsão de precipitação, nas simulações de vazão o erro de fase foi muito maior que o erro de amplitude, indicando que o atraso nas previsões de variação da vazão ainda é o maior desafio na previsão hidrometeorológica. O erro de cálculo do escoamento superficial do modelo hidrológico pode ser um fator importante a se considerar para diminuir o erro de fase. Porém, há uma sensibilidade muito grande do modelo hidrológico em resposta ao cenário de precipitação gerado pelo WRF e, por isso, a melhoria da previsão de vazão é diretamente proporcional a diminuição do erro de fase da previsão quantitativa de chuva.

Vale ressaltar que todas as verificações de precipitação não são absolutas. A dificuldade de medição da variável depende da densidade da rede de pluviômetros e da capacidade de detecção espacial que, por sua vez, depende da distribuição de chuva na bacia hidrográfica. Neste trabalho, utilizou-se a integração de precipitação estimada por radar e satélite para auxiliar na cobertura espacial de medição de chuva. Mesmo assim, pela própria característica de medição de sensores remotos, há diferenças importantes entre valores estimados e aquele que efetivamente é observado junto à superfície do solo.

A partir dos resultados aqui apresentados, sugere-se que um sistema operacional tenha, em seu conjunto, alguns membros com condições iniciais defasadas temporalmente, pois seu uso mostrou-se importante para detectar erros de fase na propagação de sistemas meteorológicos, com impacto direto na previsão hidrológica de vazão.

Nas diversas simulações de precipitação horária, o comportamento do modelo não foi sistemático; os erros foram aleatórios e as incertezas do conjunto variaram para ambos os tipos de precipitação, estratiforme e convectivo. Por consequência, um sistema por conjunto é mais adequado que o determinístico por agregar alguma incerteza nas previsões de forma a obter maior probabilidade de alcançar a solução verdadeira do volume de chuva.

Por fim, a previsão probabilística não é útil apenas para agregar um incremento no índice de acerto, mas é uma nova abordagem nos sistemas de previsão. As incertezas devem ser contabilizadas e avaliadas conjuntamente com as previsões. Abnega-se, porém, o repasse total das incertezas para os usuários, exceto quando este for qualificado, pois poderá construir um cenário probabilístico com o melhor desempenho de suas funções. É o caso de salas de

situações de emergência, controle de usinas e de controle de atividades vulneráveis às condições meteorológicos.

Para próximos trabalhos, sugere-se:

- Explorar individualmente membros que possam melhorar o erro de fase na previsão de precipitação e de vazão para serem incorporados no conjunto, mesmo que este tenha um maior erro de amplitude;
- Utilizar modelos hidrológicos distribuídos para testar sua sensibilidade ao conjunto de previsão de precipitação.
- Estudar modelos de microfísica de dois momentos como WSM 6 e Thompson no desenvolvimento de convecção, já que, além de sofisticados, produziram bons resultados;
- Utilizar outras parametrizações físicas como modelos de camada limite planetária, modelos de superfície e de radiação;
- Assimilar dados de refletividade de radar para melhorar o campo de umidade e saturação da análise e diminuir os efeitos dos ajustes iniciais do modelo ("spin up");
- Utilizar campos de umidade do solo mais realísticos, provenientes de imagnes de satélite, o campo de umidade do solo

6. Referências Bibliográficas

Adlerman, E.J., e K.K. Droegemeier. "The sensitivity of numerically simulated cyclic mesocyclogenesis to variations in modelo physical and computational parameters." *Monthly Weather Review*, 2002: 2671-2691.

Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, e E. Richard. "A mass-flux convection scheme for regional and global models." *Quartely Journal of Royal Meteorological Society*, 2001: Vol. 127 p. 869-886.

Betts, A.K., e M.A.F. Silva Dias. “Progress in understanding Land-Surface-Atmosphere Coupling from LBA Research.” *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2010: Vol 2. pp 1-20.
Beven, K.J., e M.J. Kirby. “A physically based, variable contriuting area model of basin hydrology.” *Hydrological Sciences Bulletin*, 1979: 43-69.
Bohn, T.J., M.Y. Sonessa, e D.P. Lettenmaier. “Seasonal Hydrologic Forecasting: Do multimodel ensemble averages always yeld improvements in forecast skill?” *Journal of Hydrometeorology*, 2010: Vol.11. p. 1358-1372.
Brown, J.M. “Mesoscale unsaturated downdrafts driven by rainfall evaporation: A numerical study.” *Journal of Atmospheric Science*, 1979: Vol 36. pp 313-338.
Brussolo, E., J.V. Hardenberg, e N. Rebora. “Stochastic versus dynamical downscaling of ensemble precipitation forecasts.” *Journal of Hydrometeorology*, 2009: Vol. 10. pp. 1051-1061.
Bryan, G.H., J.C. Wyngaard, e J.M Fritsch. “Resolution requirements for the simulations of deep moist convection .” *Monthly Weather Review*, 2003': vol 131 p. 2394-2416.
Buizza, Roberto. “The ECMWF Ensemble Prediction System.” In: *Predictability of Weather and Climate*, por T. Palmer e R. Hagedorn, pp. 701. Cambridge University Press, 2006.
Bustamante, Josiane Ferreira. *Estudo da previsibilidade de eventos severos sobre o sudeste da América do Sul com ênfase na região da Serra do Mar usando previsão de curto prazo por ensemble.* Tese de Doutorado: Curso de Pós Graduação em Meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2009.
Calvetti, L., C. Beneti, e A.J. Pereira. “Características das estimativas de precipitação por radar, satélite e pluviômetros no Paraná: uma comparação entre chuva de verão e chuva provocada por frente fria.” *Simpósio Brasileiro de* . Belo Horizonte, 2003.
Calvetti, L., C. Beneti, e A.J. Pereira Filho. “Integração do radar meteorológico Doppler do Simepar e rede de pluviômetros para a estimativa de precipitação.” *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto.* Belo Horizonte, MG, 2003.
Calvetti, L., C. Beneti, I. Moreira, C. Duquia, A. Breda, e T. A. Alberti. “Definição de classes de precipitação para utilização em previsões por categoria e Hidrológica.” *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.* Florianópolis, SC, 2006.
Calvetti, L., C. Beneti, R.L. Antunes, e A.C. Oliveira. “Validação de estimativas de precipitação por radar e satélite: análise de relações ZR e integração com pluviômetros.” *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos.* Campo Grande - MS, 2009.
Chien, F.C., Y.C. Liu, e B.J.D. Jou. “MM5 ensemble mean forecasts in the Taiwan Area for the 2003 Mei-Yu Season.” *Weather and Forecasting*, 2006: Vol. 21 p. 1006-1023.
Collischonn, W., R. Hass, I. Andreolli, e C.E.M. Tucci. “Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model.” *Journal of Hydrology*, 2005: Vol. 305. pp 87-98.
Conselvan, Alex. *Implementação do modelo atmosférico WRF acoplado com o modelo hidrológico TopModel para a bacia de União da Vitória.* Dissertação de Mestrado : Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental da Universidade Federal do Paraná, 2006.
Dias, Pedro Leite da Silva, e Demerval Moreira. “The Master super model ensemble system (MSMES).” 2003. intercomparacaodemodelos.cptec.inpe.br/fix/master_superensemble.pdf (acesso em 10 de dezembro de 2010).
Du, Jun, et al. “NCEP Short Range Ensemble Forecast (SREF) System Upgrade in 2009.” 2009. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/SREF/SREFupgrade4NWP2009.pdf> (acesso em 06 de outubro de 2010).
Duan, Q., N.K. Ajami, X. Gao, e S. Sorooshian. “Multi-model ensemble hydrologic prediction using Bayesian model averaging.” *Advances in Water Resources*, 2007: pp. 1371-1386.

Epstein, Edward. “Stochastic dynamic prediction.” *Tellus*, 1969: vol. 21 p. 739-759.
Fadiga Jr., F.M., J.E.G. Lopes, J.R.S. Martins, M.T.L. Barros, e R.C. Pereira dos Santos. “Modelos de previsão de vazões para a bacia incremental à UHE Itaipu.” *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2008: Vol 13,pp. 65-75.
Franz, K.J., H.C. Hartmann, S. Sorooshian, e R. Bales. “Verification of National Weather Service Ensemble Streamflow Prediction for water supply forecasting in the Colorado River Basin.” *Journal of Hydrometeorology*, 2003: Vol. 4 pp. 1105-1118.
Freitas, E.D. “Variabilidade Sazonal e Intrasazonal da Precipitação no estado do Paraná .” *Dissertação de Mestrado. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP*, 1998: p. 125.
Fujita, T.T. “Mesoscale classifications: their history and their application to forecasting.” In: *Meteorology and Forecasting*, por Peter Ray, 18-35. Boston: American Meteorological Society, 1986.
Gao, J., e D. Stensrud. “Assimilation of Reflectivity Data in a Convective-Scale, Cycled 3DVAR Framework with hydrometeor classification.” *Journal of Atmospheric Sciences*, 2011: doi:10.1175/JAS-D-11-0162.1.
Glahn, H.R., e D.A. Lowry. “The use of modelo output statistics (MOS) in objective weather forecastgin.” *Journal of Applied Meteorology*, 1972: Vol. 11 p. 1203-1211.
Grell, Georg A., e Deszso Dévényi. “A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques.” *Geophysical Research Letters*, 2002: Vol 29 p. 1693-1696.
Guilhon, L.G.F, V.F. Rocha, e J.C. Moreira. “Comparação de Métodos de Previsão de Vazões Naturais Afluentes a Aproveitamentos Hidroelétricos.” *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 2007: Vol. 12. pp. 13-20.
Hagel, Edit. *Development and operational application of a short-range ensemble prediction system based on the ALADIN limited area model.* Budapeste, Hungria: Tese de Doutorado. Universidade Eotvos Lorand, 2009.
Hopson, T., e P. Webster. “A 1-10 day ensemble forecasting scheme for the Major River Basins of Bangladesh: Forecasting severe floods of 2003-07.” *Journal of Hydrometeorology*, 2010: Vol. 11. p. 620-641.
Hou, D., K. Mitchell, Z. Toth, D. Lohmann, e H. Wei. “The effect of large-scale atmospheric uncertanty on streamflow predictability.” *Journal of Hydrometeorology*, 2009: Vol.10. pp. 717-733.
Houtekamer, P., L. Lefaivre, J. Derome, H. Ritchie, e H. Mitchell. “A system simulation approach to ensemble prediction.” *Monthly Weather Review*, 1996: Vol. 124 p. 1225-1242.
Jacobson, Mark Z. *Fundamentals of atmospheric modeling.* Cambridge University Press, 1998.
Jankov, Isidora, e Willian A. Gallus Jr. “The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall.” *Weather and Forecasting*, 2005: Vol. 20 p. 1048-1060.
Johnson, Christine, e Neil Bowler. “On the reliability and calibration of ensemble forecasts.” *Monthly Weather Review*, 2009: Vol 137 p. 1717-1720.
Johnson, R. “Partitioning Tropical heat and moisture budgets into cumulus and mesoscale components: implications for cumulus parameterization.” *Monthly Weather Review*, 1984: Vol. 112 p. 1590-1601.
Jolliffe, Ian T., e David B. Stephenson. *Forecast Verification - A practitioner's guide in atmospheric science.* Wiley Press, 2003.
kain, J. “The Kain-Fritsch convective parameterization: an update.” *Journal of Applied Meteorology*, 2004: Vol. 43 p. 170-181.
Kalnay, E., Hong Li, Takemasa Miyoshi, S.C. Yang, e J. Ballabrera-Poy. “4DVAR or ensemble Kalman filter?” *Tellus*, 2007: Vol. 59 p. 758-773.

Kalnay, Eugenia. *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability.* Cambridge Press. pp. 364., 2002.
Kneib, R.O. "Estudo Observacional de linhas de instabilidade no estado do Paraná." *Dissertação de Mestrado. Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*, 2004: 171.
Krishnamurti, T.N., et al. "Improved weather and seasonal climate forecasts from multi-model superensemble." *Science*, 1999: Vol. 285 p.1548-1550.
Lalaurette, F. "Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index." *Quartely Journal of Royal Meteorological Society*, 2003: Vol. 129 p. 3037-3057.
Leilte, E.A., e O.C. Rotunno Filho. "Análise de sensibilidade da previsão hidrológica em relação à imformatividade da previsão de precipitação." *XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2006: Florianópolis, SC.
Lewis, J.M. "Roots of Ensemble Forecasts." *Monthly Weather Review*, 2005: Vol. 133 p. 1865-1885.
Lorenc, A.C. "Analysis Methods for numerical weather prediction." *Quartely Journal of Royal Meteorological Society*, 1986: Vol 112. pp. 1177-1194.
Lu, C., H. Yuan, B.E. Schwartz, e S.G. Benjamin. "Short-range numerical weather prediction using time-lagged Ensembles." *Weather and Forecasting*, 2007: Vol 22. pp. 580-595.
Machado, Lucia H.R., Antonio Marcos Mendonça, Renata W. Borges Mendonça, e José Paulo Bonatti. "Impacto da utilização de previsões defasadas no sistema de previsão de tempo por conjunto do CPTEC/INPE." *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2010: Vol. 25 p. 54-69.
Marzban, C. "A neural network for post-processing model output." *Monthly Weather Review*, 2003: Vol. 131 p. 1103-1111.
Marzban, Caren, Scot Sandgathe, e Eugenia Kalnay. "MOS, Perfect Prog and Reanalysis." *Monthly Weather Review*, 2006: Vol. 134 p. 657-663.
McCollor, D., e R. Stull. "Hydrometeorological Short-Range Forecasts in Complex Terrain. Part I: Meteorological Evaluation." *Weather and Forecasting*, 2008: Vol 23. pp. 533-556.
McCollor, D., e R. Stull. "Hydrometeorological Short-Range Forecasts in Complex Terrain. Part II: Economic Evaluation." *Weather and Forecasting*, 2008: Vol 23. pp. 557-574.
Mendonça, A.M., e J.P. Bonatti. "Experiments eith EOF-based perturbations methods and their impact on the Cptec/Inpe ensemble prediction system." *monthly Weather Review*, 2009: Vol. 137 p. 1438-1459.
Mendonça, Antônio Marcos. "Estudo das Características das perturbações EOF extratropiais e seu impacto na previsão de tempo de médio prazo por conjunto." *150 f.Tese de Doutorado em Meteorologia - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE.* 2008. http://www.inpe.br/biblioteca/.
Mine, M.R.M., e R.T. Clarke. "O uso do TopModel em condições brasileiras: resultado preliminar." *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 1996: Vol. 1 N. 2. pp. 89-106.
Molteni, F., R. Buizza, T.N. Palmer, e T. Petroliagis. "The new ECMWF ensemble prediction system methodology and validation." *Quartely Journal of Roya Meteorological Society*, 1996: Vol. 122 p. 73-119.
Nascimento, E.L. "Previsão de Tempestades Severas utilizando parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil?" *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2005: Vol. 20 pp. 121-140.
Orlanski, L. "A rational subdivision of scales for atmospheric processes." *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975: Vol 56 p. 527-530.
Palmer, Tim, e Renate Hagedorn. *Predictability of Weather and Climate.* Cambridge, Inglaterra: Cambridge Press. 702 p., 2006.
Peng, Shiqiu. "Mesoescale Data Assimilation for improving quantitative precipitation forecast." *Tese de Doutorado do Departamento de Meteorologia da Universidade da Flórida,*

Estados Unidos. 2004. http://etb.lib.fsu.edu/theses/available/etd-07132004-013724/ (acesso em 18 de abril de 2011).
Ponce, Victor Miguel. *Engineering Hudrology - Principles and practices.* Prentice Hall Press, 1994.
Silva, R.V., e Masato Kobiyama. "Teoria integrada e revisão." *Revista RA'EGA UFPR,* 2007: Vol. 14 p. 97-110.
Skamarock, W.C., et al. "A Description of the Advanced Research WRF Version 3." *NCAR Technical Note,* 2008: p. 113.
Stensrud, D., e N. Yussouf. "Reliable Probabilistic Quantitative Precipitation Forecasts from a Short-Range Ensemble Forecasting System." *Weather and Forecasting,* 2007: Vol. 22 pp. 3-17.
Stensrud, D.J., J.W. Bao, e T.T. Warner. "Using initial conditions and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective scheme." *Monthly Weather Review,* 2000: Vol. 128 pp. 2077-2107.
Stensrud, David. *Parameterizations Schemes.* Cambridge University Press pp. 459, 2007.
Takacs, L.L. "A two-step scheme for the advection equation with minimized dissipation and dispersion erros." *Monthly Weather Review,* 1985: Vol. 113 p. 1054-1065.
Tracton, M.S., e E. Kalnay. "Ensemble forecasting at NMC: operational implementation." *Weather and Forecasting,* 1993: Vol. 8 p. 379-398.
Tucci, C.E.M. *Modelos Hidrológicos.* Porto Alegre: URGS Editora ISBN: 8570258232, 2ª Edição. 2005.
Tucci, C.E.M., W. Collischonn, R.T. Clarke, A.R. Paz, e D. Allasia. "Short and Long Term Flow Forecasting in Rio Grande Watershed." *Atmospheric Science Letters,* 2008: Vol 9. pp. 53-56 Doi: 10.1002/asl.165.
Vrugt, J., e B.A. Robinson. "Treatment of uncertainty using ensemble methods: comparison of sequential data assimilation nad Bayesian model averaging." *Water Resources Research,* 2007: pp. 1-15.
Wandishin, M., M. Baldwin, S. Mullen, e J. V. Cortinas Jr. "Short-Range Ensemble Forecasts of Precipitation Type." *Weather and Forecasting,* 2005: Vol. 20 p. 609-626.
Wang, Y., et al. "The Central European limited area ensemble forecasting system: ALADIN-LAEF." *Quartely Journal of Royal Meteorological Society,* 2011: Vol. 137 p. 483-502.
Watson, Dave. "An implementation of Natural Neighbor Interpolation." 1994. http://ww.dkrz.de/ngdoc/ng/ngmath/natgrid/intro.html (acesso em 10 de julho de 2010).
Wei, M., Z. Toth, R. Wobus, e Y. Zhu. "Initial perturbations base on the ensemble transform (ET) technique in the NCEP global operational forecast system." *Tellus,* 2008: Vol. 60 A p. 62-79.
Wilks, D.S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences.* Academic Press. 467 pp., 1995.
Xavier, L.N.R. "Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TopModel." *Dissertação de Mestrado.Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia.Universidade do Rio de Janeiro,* 2008: p. 124.
Yuan, H., S.L. Mullen, X. Gao, S. Sorooshian, J. Du, e H. M. H. Juang. "Verification of probabilistic Quantitative Precipitation Forecasts over the Southwest United States during winter 2002/03 by the RSM Ensemble system." *Monthly Weather Review,* 2005: Vol. 133. pp. 279-294.
Zhang, Z., e T.N. Krishnamurt. "A perturbation method for hurricane ensemble predictions." *Monthly Weather Review,* 1999: Vol. 127 p. 447-469.

APÊNDICE A: Modelos de Convecção e Microfísica

A.1 Parametrização de Convecção

Na natureza, convecção não serve apenas para produzir precipitação, mas também para transportar calor para camadas mais altas da atmosfera, redistribuir umidade e estabilizar a atmosfera. Se uma suficiente convecção ocorre sobre uma área muito grande, ela também pode criar jatos e vórtices em níveis médios da atmosfera e modificar a circulação em várias escalas. Os modelos tentam contabilizar estes efeitos da convecção (Stensrud, 2007).

Como a resolução horizontal utilizada na maioria dos modelos numérico do tempo é superior a 3 km, a convecção não é resolvida explicitamente. Por isso, as parametrizações de convecção realizam as tarefas de contabilizar o transporte vertical de calor latente (o que determina a circulação nos trópicos) e reduzir a instabilidade termodinâmica. Neste último, a geração de precipitação no ponto de grade e parametrização cumulus criam convecção em larga escala e reduzem a instabilidade por rearranjar temperatura e umidade em um ponto de grade.

Para realizar essas tarefas, cada esquema, usando as informações médias sobre cada ponto de grade, deve definir:

- O que dispara convecção na coluna do ponto de grade;
- Como a convecção, quando presente, modifica a termodinâmica (sondagem) na coluna do ponto de grade;
- Como a convecção e a dinâmica no ponto de grade interagem mutuamente.

O cálculo da quantidade de precipitação em superfície depende dos processos termodinâmicos durante o processo de convecção na nuvem, realizada pelo modelo de microfísica.

A convecção profunda gera ventos fortes, chuvas de forte intensidade e granizo. Convecção rasa é um importante componente na distribuição de energia na superfície terrestre. Por isso, tradicionalmente a modelagem da convecção divide a convecção em dois grupos: convecção profunda e convecção rasa. A primeira corresponde as variáveis com propagação vertical por grande parte da troposfera, enquanto que a convecção rasa refere-se a variações em uma pequena camada da troposfera. Segundo Stensrud (2009), a convecção rasa também pode ser caracterizada por pequenas velocidades verticais (abaixo de 1 ms^{-1}) e um regime estratiforme (por exemplo, refletividade abaixo de 30 dBz em uma imagem de radar).

A necessidade de parametrizar a convecção e a microfísica deriva-se do elevado custo computacional para representar os movimentos de pequena escala, como correntes ascendentes e descendentes e processos de mistura subgrade. Para que os processos de convecção entre 25 e 1000m possam ser explicitamente resolvidos nos modelos numéricos, é necessário um aumento significativo do custo computacional, atualmente inviável do ponto de vista operacional.

Como as parametrizações de convecção e microfísica buscam resolver os efeitos de processos na chamada escala subgrade, são denominadas de parametrizações implícitas. Algumas parametrizações consideram convecção profunda e rasa, porém a maior relevância é dada para convecção profunda onde somente as trocas na temperatura e umidade específica do ambiente devido a convecção são calculadas (Stensrud, 2007).

O principal componente a ser analisado pelas parametrizações de convecção é a energia potencial convectiva disponível (doravante denominado de CAPE):

$$cape = g \int_{NCL}^{NE} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz \qquad \text{A-1-1}$$

onde g é a aceleração da gravidade, θ(z) é a temperatura potencial de uma parcela que sobe adiabaticamente de seu ponto inicial, $\bar{\theta}(z)$ é a temperatura potencial do ambiente e z é a altura, NCL o nível de condensação por levantamento e NE o nível de equilíbrio.

A importância da variável CAPE pode ser explicado pelo simples fato que a convecção profunda não pode existir se CAPE < 0. Além disso, o histórico de dados de sondagens atmosféricas permitiu a criação da relação do valor da CAPE com a convecção. Por exemplo, acima de 500 Jkg^{-1} já pode ser um exemplo de convecção e os valores podem alcançar níveis de 6000 Jkg^{-1} em casos de extrema movimentação vertical (Nascimento, 2005).

Assim como a CAPE, a inibição da convecção (CIN) também é muito importante para o cômputo da convecção:

$$cin = -g \int_{NS}^{NCL} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz \qquad \text{A-1-2}$$

onde NS é o nível da superfície usado para calcular a CAPE. O CIN de uma parcela é definido como a energia necessária para levantar a parcela verticalmente e pseudoadiabaticamente a partir de certo nível (superfície, por exemplo). Se um ambiente tiver uma elevada CAPE (acima de 1000 Jkg^{-1}), mas com valores elevados de CIN, pode não ocorrer o levantamento se não houver energia suficiente para iniciar a ascensão da parcela.

Os esquemas de parametrizações variam entre os que determinam o resultado de um processo convectivo e aqueles que fazem uma aproximação estocástica para determinar como a convecção influencia a escala de grade.

As nuvens de convecção profunda possuem tamanhos menores que a amostragem das redes de medição meteorológica e, por isso, seus efeitos não podem ser medidos diretamente. Por isso, seus efeitos são inferidos como um residual do balanço de umidade e calor da grande escala. Os balanços são calculados com sondagens em experimentos especiais, como sondagens da atmosfera a cada 12h.

Normalmente, a fonte de calor Q1 é normalizada em relação à precipitação (Johnson, 1984), cuja medição é realizada na maioria dos lugares:

$$\frac{Q_1}{P_0} \approx F\frac{Q_{1m}}{P_m} + (1-F)\frac{Q_{1c}}{P_c} + \frac{Q_R}{P_0} \qquad \text{A-1-3}$$

onde Q1m é a fonte de calor de uma região estratiforme de mesoescala, Q1c é a fonte de calor na região de nuvens cumulus (tanto rasa como convectiva), Q_R é a fonte de calor devido à radiação, P_0 é a precipitação total, F fração do acumulado total de chuva, Pm e Pc são as taxas de precipitação de mesoescala e cumulus, respectivamente. Resultados já mostraram que tanto a fonte de calor de regiões estratiformes quanto de convecção profunda são componentes importantes da fonte total de calor e da dissipação de umidade (Figura A.1.0-1). Os perfis de fonte de calor são diferentes, enquanto o pico de calor no ambiente convectivo está a cerca de 600 hPa, na região estratiforme esse pico fica próximo a 350 hPa, ou seja, mais de 3km de diferença.

Estes resultados indicam que a distribuição vertical de calor é muito diferente em regiões convectivas e estratiformes e por isso, o debate do uso de parametrizações em modelos numéricos não é trivial. A resposta depende do espaçamento da grade do modelo: se um esquema reproduz a distribuição total do calor, então a adição de variáveis microfísicas pode produzir resultados não realísticos se calor adicional é gerado pela troca de fase de água representado nestas variáveis. Neste caso, é importante examinar a saída do modelo e analisar como e onde a chuva é dividida entre a parametrização convectiva e a resolvida pela escala de grade.

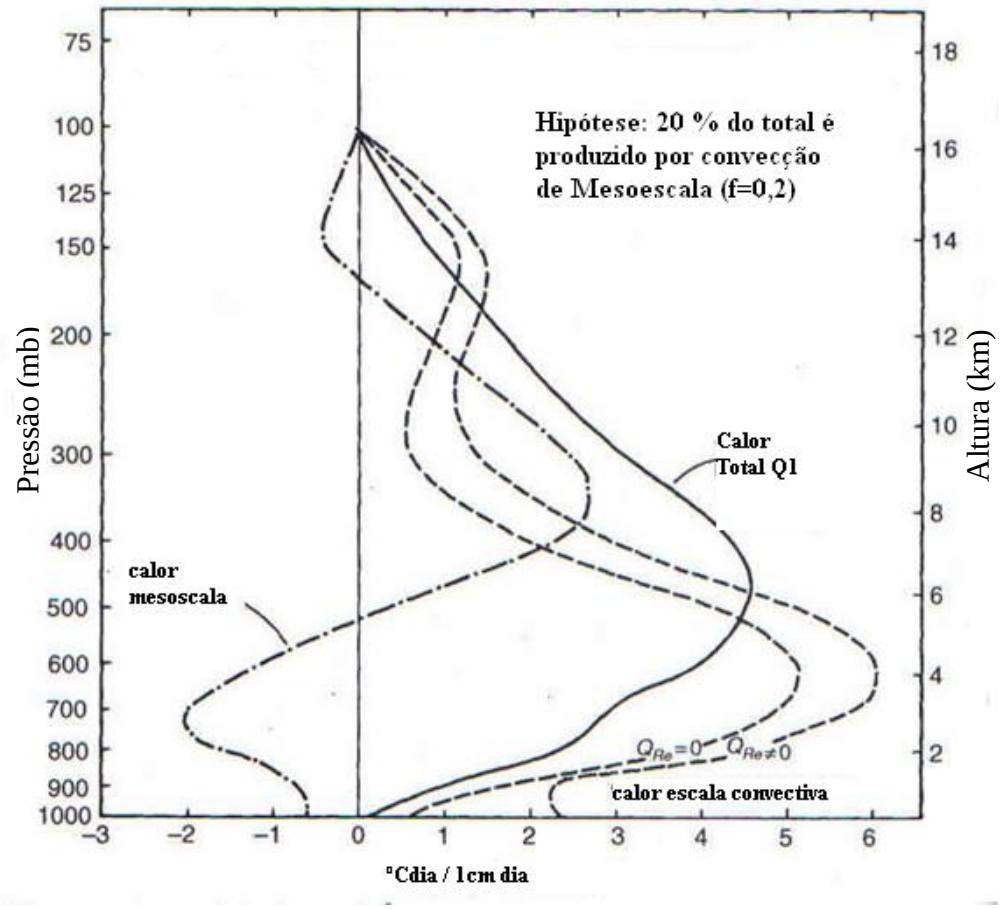

Figura A.1.0-1 : Partição da fonte de calor Q em componentes de convecção profunda e para região estratiforme com F=0,2, ou seja, 20 % da precipitação é gerada por convecção em mesoescala. A curva QRe $\neq$ 0 assume um perfil de aquecimento radiativo no ambiente de nuvens cumulus. Reproduzido e adaptado de Johnson (1984).

Utilizando a classificação usada por Stensrud (2007), os esquemas de convecção podem ser divididos em dois grandes grupos: os de controle de baixos níveis e os de controle de uma camada profunda. O primeiro, também denominado de esquema de controle de ativação, assume que a convecção profunda é determinada pelos processos físicos que controlam a iniciação convectiva, ou seja, que a instabilidade, umidade e levantamento são necessários para criar a convecção. O de controle de uma camada profunda, assume que o ambiente da escala de grade produz convecção por consumir prioritariamente a energia potencial convectiva (CAPE) e também são chamados de esquemas de ajuste da CAPE.

Em algumas regiões, a CAPE é produzida a partir da combinação de instabilidade e de umidade em baixos níveis devido a circulação marítima. Os esquemas de controle de baixos níveis focam exatamente para este levantamento em baixos níveis.

A Figura A.1.2 ilustra as diferenças entre os esquemas de controle de camada profunda e controle em baixos níveis. Nessa ilustração, assume-se que as parcelas originadas na camada de mistura (lado esquerdo do diagrama) obtenham um aumento na energia, ultrapassando ou removendo a região de inibição de convecção antes das parcelas serem ativadas pela CAPE, e ascendem rapidamente para o nível de equilíbrio (LNB na Figura A.1.2). Esquemas de controle em baixos níveis calculam quanto a parcela está apta a passar a inibição da convecção e ativar a CAPE, enquanto que os esquemas de controle na camada profunda restringem a quantidade de convecção profunda nas variações da CAPE.

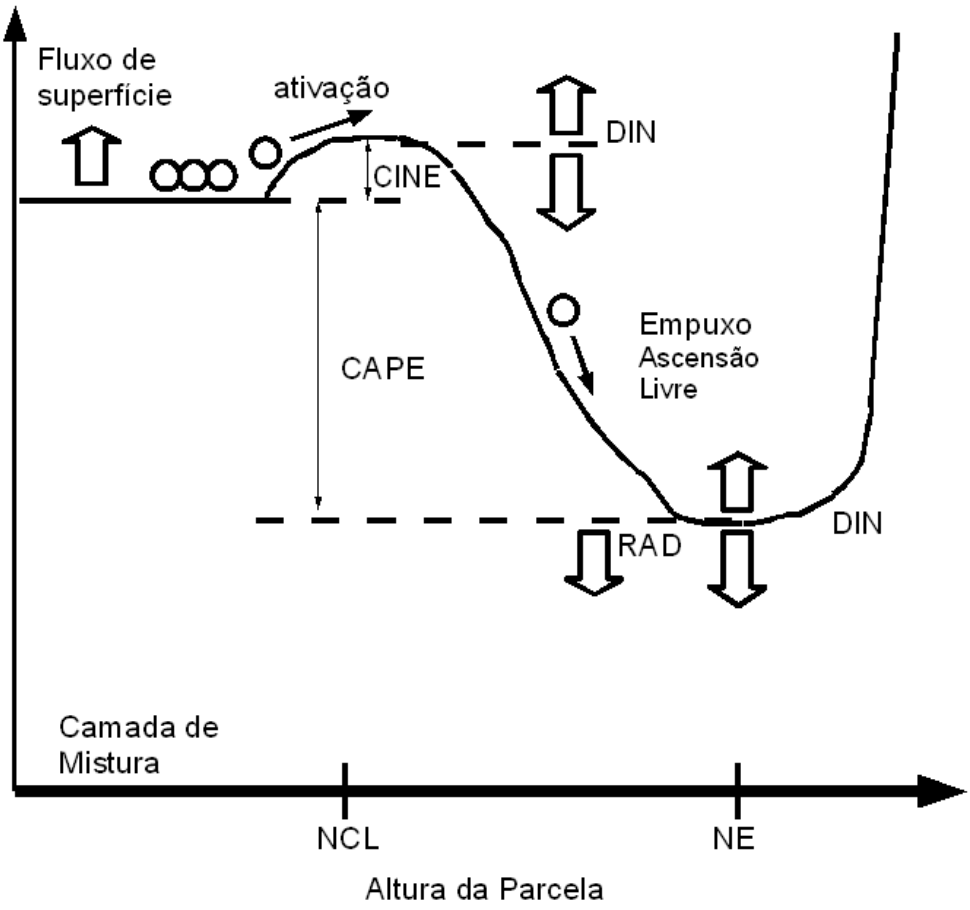

Figura A.1.2: Diagrama de energia de uma parcela para convecção livre. A altura de uma parcela é indicada pelo eixo horizontal com a indicação do nível de convecção livre (LFC) e o nível de equilíbrio (LNB). A linha do gráfico corresponde a integral acumulativa de trabalho feito no levantamento da parcela. Os círculos indicam as parcelas. Os processos dinâmicos (DYN) podem variar a CIN e a CAPE enquanto os fluxos de superfície (SURF FLUX) e radiação (RAD) mudam a quantidade de energia livre. Adaptado de Mapes (1997).

A.1.1 Parametrização de Kain Fritsch

A parametrização Kain-Fritsch (Kain e Fritsch, 1993) é um esquema de fluxo de massa dividido em 3 partes: 1) função que dispara a convecção, 2) formulação do fluxo de massa, e 3) hipótese de fechamento. Kain (2004) modificou o esquema realizando algumas atualizações: especificação de uma taxa mínima de entranhamento e detranhamento; raio de correntes ascendentes variáveis em função da magnitude da velocidade vertical no NCL; extensão vertical mínima das correntes ascendentes em função da temperatura do NCL e inclusão de convecção rasa (não-precipitante). Nesta seção, descreve-se o novo esquema como KF2.

Função de Disparo da convecção

A identificação do disparo da convecção, ou seja, o momento em que é detectado elementos suficientes para iniciar o processo da convecção, é definida como uma sequência hierárquica de tarefas que determina a ocorrência espaço-temporal da atividade convectiva de uma parametrização. A primeira delas é identificar a camada que poderá servir de fonte para o fluxo de massa ascendente (*updraft*), denominada por Kain(2004) por USL (do inglês *updraft source layer*). A primeira camada pesquisada é de aproximadamente 60 hPa com base na superfície. A partir das características termodinâmicas médias dessa camada, é calculada a altura do Nível de Condensação por Levantamento (Z_{NCL}) e na velocidade vertical média na grade resolvida no NCL (w_g), obtém-se uma perturbação de temperatura (δT) definida por:

$$\delta T = K[w_g - c(z)]^{1/3} \qquad \text{A-1-4}$$

$$c(z) = \begin{cases} w_0\left(\dfrac{Z_{NCL}}{2000}\right), Z_{NCL} \leq 2000m \\ w_0, Z_{NCL} > 2000m \end{cases} \qquad \text{A-1-5}$$

onde $w_0 = 2cms^{-1}$ e Z_{NCL} a altura do NCL

Como uma primeira medida para a possibilidade de convecção, a temperatura da parcela no nível de condensação por levantamento (T_{NCL}), acrescida da perturbação de temperatura (δT) é comparada no nível do NCL com a temperatura do ambiente (T_{ENV}). Se $T_{NCL} + \delta T - T_{ENV} > 0$, a parcela passa a ser então uma candidata à convecção profunda por estar mais

quente que o ambiente (considerando a soma com a δT). Caso não seja, então faz-se a busca da camada imediatamente acima. Essa pesquisa continua até a camada cujo topo encontra-se 300 hPa acima da superfície.

Se a parcela é candidata à convecção profunda, então calcula-se a velocidade inicial da parcela na base da nuvem (W_p) por meio da equação:

$$W_p = 1 + 1{,}1\left[\frac{(Z_{NCL} - Z_{USL})\delta T}{T_{ENV}}\right]^{\frac{1}{2}} \qquad \text{A-1-6}$$

onde Z_{USL} é a altura da base da camada fonte de fluxo de massa ascendente e T_{ENV} é a temperatura do ambiente. A partir da base da nuvem, estima-se W_p em cada nível do modelo levando em conta o entranhamento, desentranhamento e efeito da água líquida na flutuabilidade. A taxa de entranhamento mínima (δM_e) sobre um intervalo de pressão δp é dada por:

$$\delta M_e = -\frac{0{,}03\delta p M_{u0}}{R} \qquad \text{A-1-7}$$

sendo R o raio do fluxo de massa ascendente em metros (m), M_{u0} é o fluxo de massa na base da nuvem (Kgs^{-1}), e 0,03 uma constante de proporcionalidade. No esquema KF2 original, R depende da magnitude da velocidade vertical no ponto de grade de acordo com a equação

$$R = \begin{cases} 1000\left(1 + \frac{W_{KL}}{10}\right), 0 \le W_{KL} \le 10 \\ 2000, W_{KL} > 10 \\ 1000, W_{KL} < 0 \end{cases} \qquad \text{A-1-8}$$

Onde é igual à $[w_g - c(z)](1 - scmWKL)$

A profundidade da nuvem é determinada quando a corrente ascendente muda de sinal (de positivo para negativo). Se a profundidade for maior que um limiar (*Dmin*), a convecção profunda é ativada; se menor, realiza-se convecção rasa. No esquema KF2 original, D_{min} varia de 2 a 4 km em função da temperatura do NCL (T_{NCA}) de acordo com a seguinte equação:

$$D_{\min} = \begin{cases} 4000, T_{NCA} > 20°C \\ 2000, T_{NCA} < 0°C \\ 2000 + 100.T_{NCA}, 0 \le T_{NCA} \le 20°C \end{cases} \qquad \text{A-1-9}$$

Formulação do fluxo de massa

A função do fluxo de massa nos esquemas de convecção é equilibrar o fluxo de massa na baixa troposfera e ajudar a produzir aquecimento convectivo e a secagem da parte mais baixa da nuvem. A corrente ascendente utilizada no esquema KF2 é representada por um modelo de pluma onde temperatura potencial equivalente (θe) e vapor (qv) são entranhadas e detranhadas para cada nível da troposfera. Este é um dos motivos que se deve utilizar alta resolução vertical na definição de níveis verticais do modelo de mesoescala.

O esquema original KF2 utiliza o nível de aprofundamento livre como o nível de origem do fluxo de massa descendente, que pode variar significativamente de aproximadamente 300 hPa até abaixo de 850 hPa. Isto conduz a vários problemas com o aquecimento previsto e secagem do esquema convectivo. Assim, a mais recente versão do esquema assume que o fluxo de massa descendente origina-se entre 150 e 200 hPa acima da USL (Kain, 2004).

A corrente ascendente em KF2 é ponderada pelo raio da nuvem, pois o entranhamento pode ser grande o suficiente em nuvens pequenas de modo a dissipar correntes ascendentes.

Pela definição do fluxo de massa ascendente (Equação A-1-7), a razão de mistura aumenta quando a velocidade vertical diminui próxima a base da nuvem. Combinado com a taxa de entranhamento δM_e, haverá um aumento na diluição da parcela de nuvem quando a camada subnuvem é fraca ou negativa, gerando fraca diluição quando a forçante de baixos níveis é forte.

Em KF2 também foi implementado um limiar para a profundidade na nuvem, visto que para diferentes regiões podem ocorrer diferentes processos físicos. Por exemplo, regiões frias, convecção pode ocorrer em camadas muito rasas devido a precipitação de neve. Por isso, a profundidade mínima Dmin (m) foi definida em função da temperatura no NCL (°C);

$$D_{\min} \begin{cases} 4000 & T_{NCL} > 20°C \\ 2000 & T_{NCL} < 0°C \\ 2000 + 100T_{NCL} & 0°C \le T_{NCL} \le 20°C \end{cases} \qquad \text{A-1-10}$$

Hipótese de fechamento

Cada esquema de parametrização de convecção adota uma hipótese de fechamento diferenciada para definir a relação entre as nuvens implícitas e as variáveis na escala de grade. A hipótese de fechamento do esquema de KF controla a intensidade da convecção e relaciona a parametrização com a grande-escala, descrita por (Bechtold, et al. 2001). Uma vez que as relações entre fluxo de massa ascendente e descendente foram estabelecidas, o esquema rearranja a massa na coluna usando os fluxos de massa ascendente, descendente e do ambiente até que pelo menos 90% da CAPE inicial seja removida pelo processo de convecção profunda. No esquema, o cálculo da CAPE inicial baseia-se na ascensão de uma parcela não diluída, tendo as características da USL.

A.1.2. Parametrização de Betts-Miller-janjic

O modelo de convecção de Betts-Miller-Janjic (doravante BMJ) é baseado em observações de perfis verticais obtidas por radiosondagens realizadas em regiões tropicais. Segundo Betts-Miller (1993), esse esquema foi construído com o objetivo de representar diretamente o estado de quasiequilibrio gerado pela convecção profunda, calculado indiretamente pela comparação das condições atuais com um perfil climatológico da atmosfera.

Uma das principais características do método é utilizar as variáveis conservativas calculadas em pontos de saturação. Estes pontos são definidos no nível de condensação por levantamento (LCL) e as variáveis são denotadas por um *. No ponto de saturação as variáveis conservativas temperatura potencial θ^* e razão de mistura q^* podem ser obtidas somente por valores de T e p, ou θ e p ou ainda q e p, enquanto que para parcelas não saturadas são necessários valores de T, p e q para calcular θ e q.

A partir do conceito de pontos de saturação, é possível encontrar a linha de mistura em um perfil vertical, desde que q^*, θ^* e θe^* sejam conservativas em uma mistura isobárica. Outro modo para identificar as camadas de mistura é utilizar o parâmetro β que representa a variação da pressão no ponto de saturação e a pressão onde a parcela iniciou sua ascensão.

$$\beta = \frac{\partial p^*}{\partial p} \qquad \text{A-1-11}$$

Quando $\beta = 0$ a camada está bem misturada porque o ponto de saturação entre t e td estão muito próximos, para valores próximos de 1 a camada está parcialmente misturada e os perfis de t e td ascendem paralelamente a linha de mistura. E para valores maiores que 1 há uma inversão, e os perfis de t e td são divergentes.

O esquema começa com um perfil termodinâmico de referência e então ajusta o perfil original à este. O perfil de referência é definido climatologicamente para um estado típico convectivo, definido como pontos desde a base da nuvem, topo e região de congelamento. Deferentes referências tem sido utilizado conforme a área de simulação, trópicos, extratrópicos, convecção profunda, etc

Para realizar o ajuste, o modelo de convecção inicia definindo a base e o topo da nuvem. O método utilizado atualmente pelo WRF (Betts-Miller-Jannjic) calcula a base da nuvem por meio do NCL da parcela na camada de 200 hPa que produz o maior CAPE. O topo é definido como o nível de equilíbrio (NE) encontrado a partir da curva adiabática úmida a partir da base.

A partir da base e do topo da nuvem o perfil de referência é definido como

$$\theta^*_R = \theta^*_{cb} + 0{,}85\, \Gamma_m (p - p_{cb}) \qquad \text{A-1-12}$$

onde θ^*_{cb} é a temperatura potencial da base da nuvem, Γ_m é a variação vertical de θ^*, p_{cb} é a pressão na base da nuvem e p é a pressão do nível do modelo. O parâmetro 0,85 foi obtido de maneira à melhor representar um perfil vertical climatológico.

O programa COMET (www.comet.ucar.edu) de educação à distância desenvolvido pelo NCAR (Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica) e NWS (Serviço Nacional de Meteorologia), dos EUA, possui uma apresentação bastante didática sobre o modelo de convecção de Betts-Miller. A seguir são reproduzidas algumas figuras do programa COMET (Figuras A.1.3 à A.1.7) para ilustrar o funcionamento desse modelo de convecção.

A partir do nível de referência é feita a comparação entre o perfil existente e o perfil de referência. A sondagem de referência tem uma quantidade diferente de água precipitável e energia disponível da sondagem inicial. O objetivo do modelo é modificar o perfil de referência de forma a igualar o calor latente com o calor na sondagem. Logo, a chuva é produzida e a água precipitável se reduz modificando a sondagem original para a de referência. O calor latente produzido pela retirada da água do ar deve ser consistente com o aquecimento no perfil de temperatura;

Os perfis de referência de temperatura e ponto do orvalho “deslizam” para a direita ou para a esquerda (Figura A.1.3 à A.1.6) até que a posição seja encontrada, ou seja, quando o

calor latente produzido pelo esquema de precipitação seja consistente com as variações de calor sensível da sondagem (Figura A.1.7).

Portanto, a precipitação gerada pelo modelo convectivo decorre do ajuste do perfil vertical de temperatura e umidade encontrada no ponto de grade do modelo e o perfil de referência calculado climatologicamente.

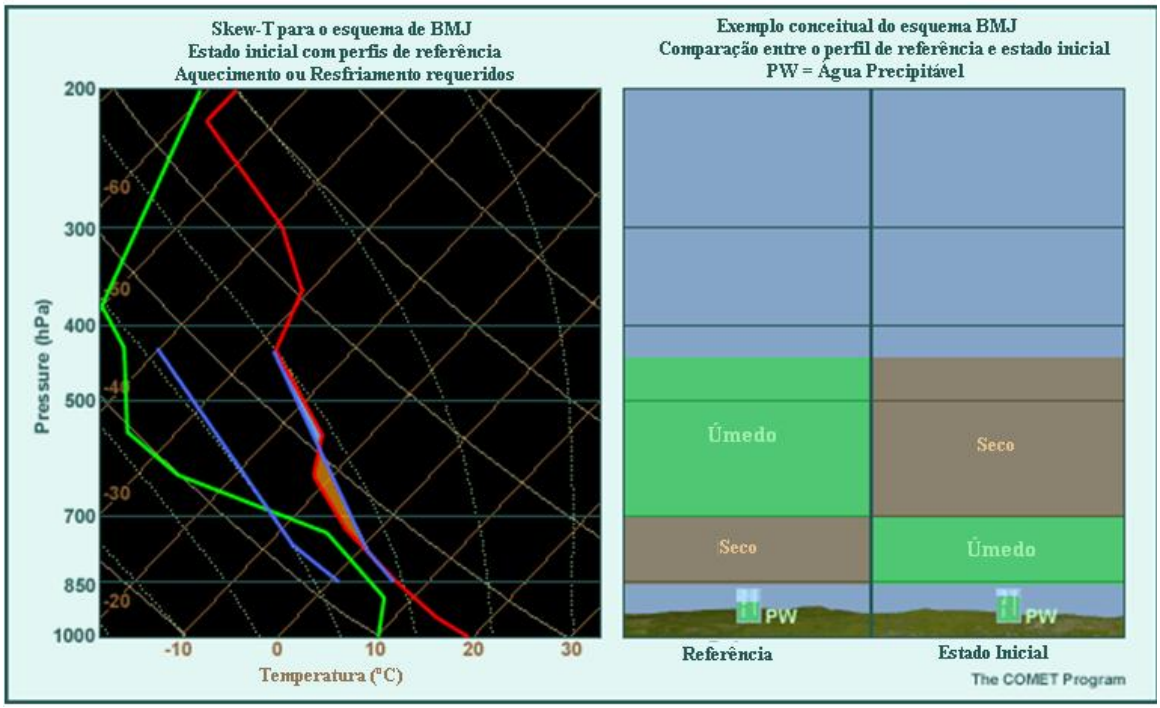

Figura A.1.3: Estado inicial da sondagem utilizada no modelo de convecção Betts-Miller-Janjic. Reproduzido e adaptado do programa COMET 2011(www.comet.meted.edu).

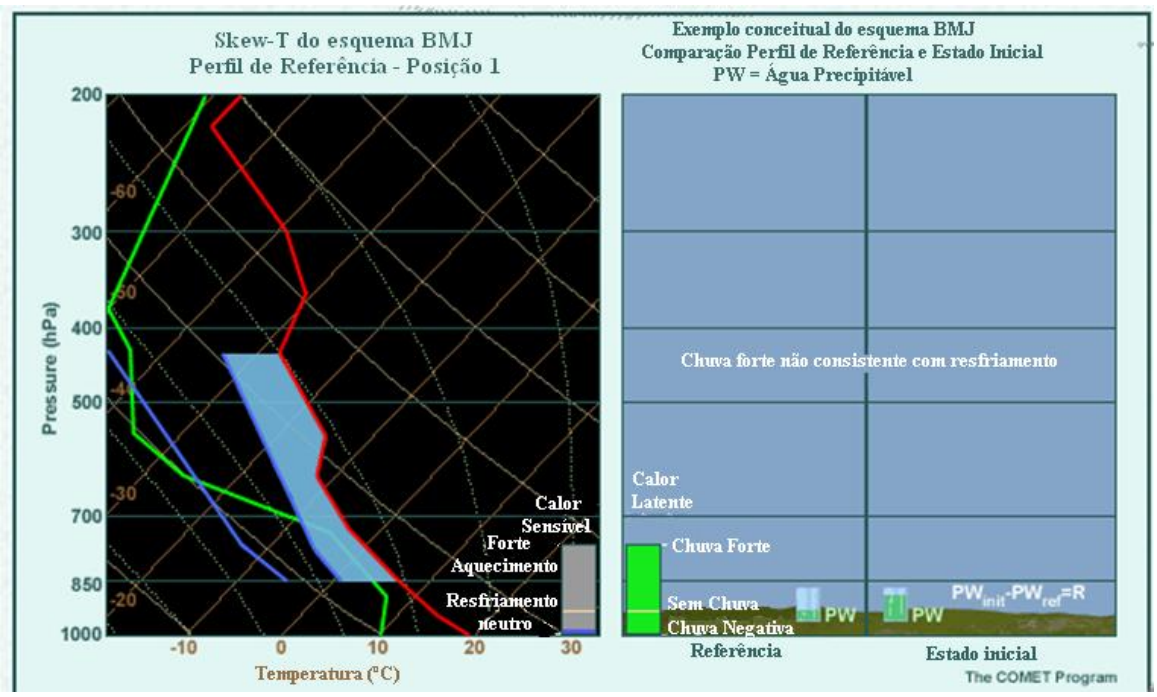

Figura A.1.4: Posição 1 do perfil de referência utilizado pelo modelo de convecção Betts-Miller-Janjic. Reproduzido e adapatado do programa COMET 2011(www.comet.meted.edu).

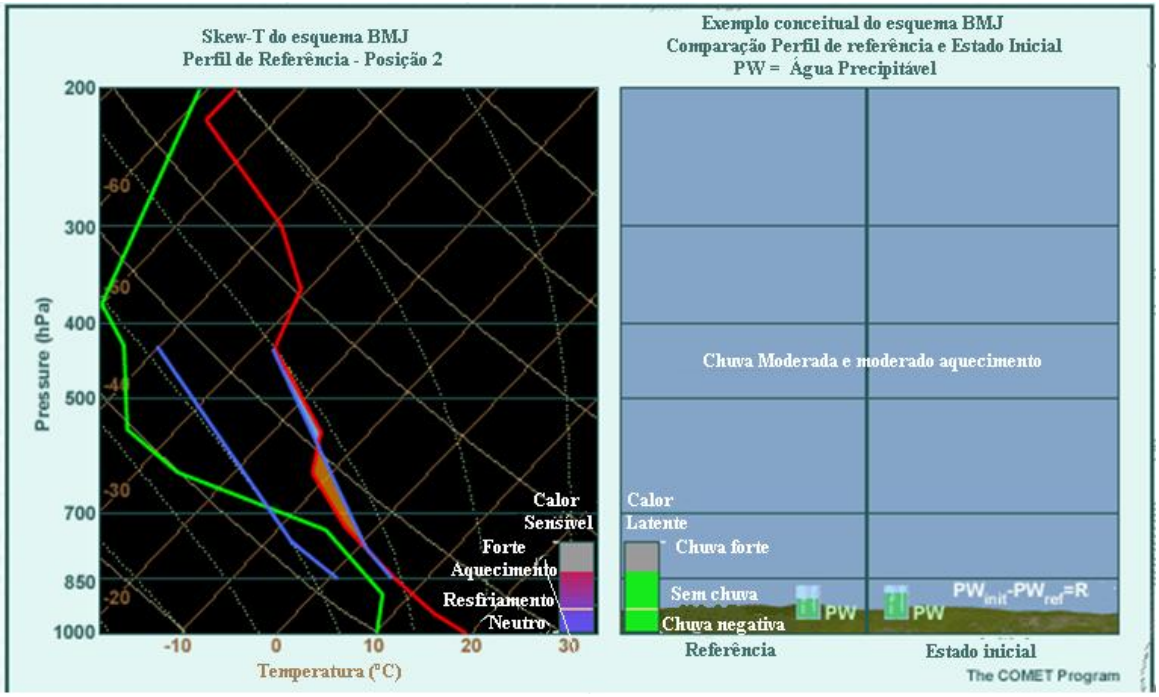

Figura A.1.5: Posição intermediária do ajuste do perfil de referência utilizado pelo modelo de convecção Betts-Miller-Janjic. Reproduzido e adaptado do programa COMET 2011(www.comet.meted.edu).

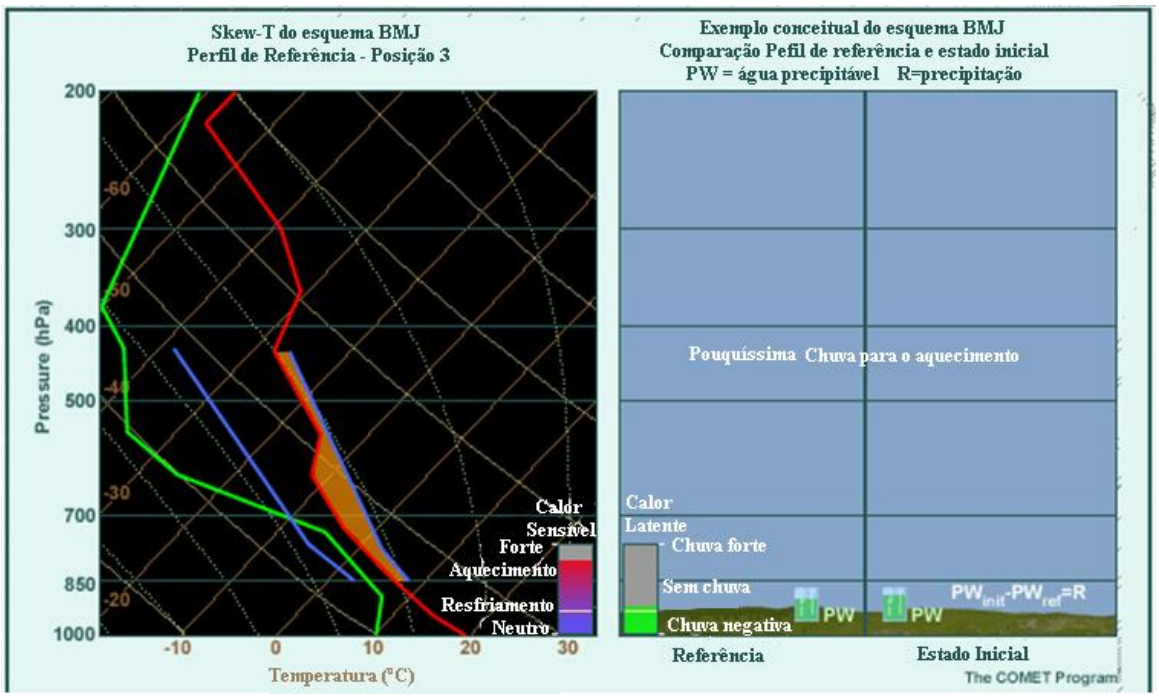

Figura A.1.6: Posição 3 do ajuste do perfil de referência utilizado pelo modelo de convecção Betts-Miller-Janjic. Reproduzido e adaptado do programa COMET 2011(www.comet.meted.edu).

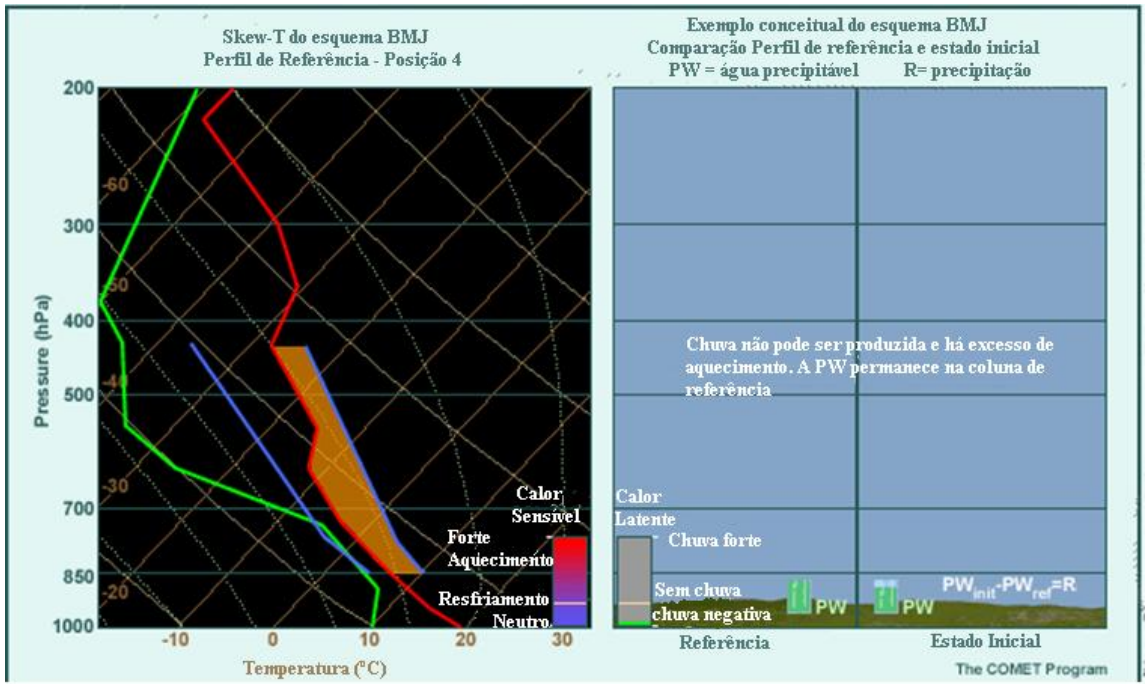

Figura A.1.7: Posição final do ajuste do perfil de referência utilizado pelo modelo de convecção Betts-Miller-Janjic. Reproduzido e adaptado do programa COMET 2011(www.comet.meted.edu).

O esquema identifica a convecção rasa se a profundidade da nuvem for inferior a 200 hPa ou se a água precipitável for negativa. A base da nuvem é a mesma utilizada na

convecção profunda, porém o topo é definido como a camada dentro dos 200 hPa a partir da base da nuvem que tem a maior diminuição da umidade relativa. Assim como na convecção profunda, o método utiliza a linha de mistura ligando pontos de saturação, porém com o parâmetro B= 1.2. Os perfis de referência de temperatura T_R e de razão de mistura q_R são calculados sem termos de condensação

$$\int_{p_{cb}}^{p_{ct}} c_p (T_R - \overline{T}) dp = 0 \qquad \text{A-1-13}$$

$$\int_{p_{cb}}^{p_{ct}} L_v (q_R - \overline{q}) dp = 0 \qquad \text{A-1-14}$$

O modelo BMJ não altera o perfil de temperatura e umidade abaixo da nuvem e não possui corrente descendente de resfriamento. Porém outros processos além de parametrização de convecção podem fazer isso, como, por exemplo, a redução da radiação solar incidente à superfície ou o resfriamento evaporativo do modelo de microfísica.

Algumas vantagens e limitações são citadas (Stenrud, 2007):

Vantagens:

- Trabalha bem em ambientes úmidos;
- Trata convecção profunda melhor que outros processos;
- É um dos mais efetivos esquemas de convecção;
- Implicitamente inclui alguns efeitos sobre camadas de nuvems de correntes ascendentes, calor latente e fusão de congelamento nas correntes ascendentes, derretimento de precipitação em queda e outros processos naturais;
- Processamento rápido.

Limitações

- O perfil (sondagem) de referência é criado da climatologia de observações ao invés de ser flexível para cada previsão, com limitações na reprodução da estrutura vertical;
- Só é disparado em ambientes de convecção profunda e pode ser limitado para áreas onde há precipitação gerada por sistemas estratiformes;
- Quando disparada, ele pode gerar uma quantidade muito grande de precipitação, porque o perfil de referência é muito seco para a previsão, ou ainda, se a transição for muito rápida;
- Não realiza alterações nas camadas abaixo da nuvem. Por isso, não altera a previsão de rajadas de vento associadas às meso altas;

- Somente impacta a superfície indiretamente, como evaporação da precipitação e redução do aquecimento devido a radiação solar.

A.1.3. Parametrização de Grell-Devenyi

O modelo Grell-Devenyi (Grell e Devenyi, 2004) é um modelo de convecção que inclui entranhamento e detranhamento nas bordas das correntes ascendentes (descendentes) e utiliza o método de previsão por conjunto para utilização das hipóteses de fechamento de controle dinâmico e controle estático. A última versão (2002) inclui a previsão explicita de precipitação por meio do detranhamento de água da nuvem e gelo ao redor da borda da nuvem e no topo da nuvem.

Para determinar o fluxo de massa na base da nuvem (m_b), o método de Grell-Deveny utiliza quatro hipóteses de controle dinâmico. O primeiro, denominado dyn1, é utilizado na parametrização de Arakawa e Shubert e calcula a variação temporal de trabalho realizado na nuvem (A) que é a integral da força de empuxo dentro da nuvem, definida como:

$$\frac{dA}{dt} = \left(\frac{dA}{dt}\right)_{NC} + \left(\frac{dA}{dt}\right)_{CONV} mb \qquad \text{A-1-15}$$

onde NC representa os efeitos que não sejam da própria convecção e CONV os efeitos da convecção normalizados pelo fluxo de massa.

O efeito da grande escala é definido como:

$$\left(\frac{dA}{dt}\right)_{NC} = F >> \frac{dA}{dt} \qquad \text{A-1-16}$$

sendo F calculado por:

$$F = \frac{A' - A}{dt} \qquad \text{A-1-17}$$

A’ é calculado utilizando-se equações termodinâmicas depois das modificações realizadas pelas tendências oriundas de termos de advecção, radiação e modelo de Camada Limite Planetária.

$$\left(\frac{dA}{dt}\right)_{CONVN} = K \frac{A'' - A}{m'_b \, dt} \qquad \text{A-1-18}$$

onde A’’ é calculado por campos termodinâmicos modificados arbitrariamente por uma unidade de massa m'_b . Como alternativa foi utilizado um valor climatológico de A, assim

como proposto pelo esquema de Arakawa e Shubert (membro dyn2 do conjunto de controle dinâmico).

A segunda forma de calcular o fluxo de massa, utilizada no método, baseia-se no esquema de Kain-Fritsch, onde simula-se um fechamento na qual a estabilidade é simplesmente removida por convecção:

$$F = \frac{A}{dtc} \qquad \text{A-1-19}$$

ou seja, m_b é forte o suficiente para remover a instabilidade dentro de um período de tempo especificado no modelo (dtc). Este é o membro dyn3.

Há um grupo de modelos de convecção (Kuo, Krishnamurti, Molinari) que utilizam a integração vertical de umidade (M_{tv}) como sendo proporcional ao total de precipitação:

$$R = Mtv(1 + femp)\ (1 - b) \qquad \text{A-1-20}$$

onde b é o parâmetro de umidade de Kuo e f é um parâmetro definido empiricamente. A integração de umidade é calculada por:

$$M_{tv} = \int w\left(\frac{\partial q}{\partial p}\right)dp \qquad \text{A-1-21}$$

onde w é a velocidade vertical, q a quantidade de umidade e p a pressão. No modelo de Grell-Devenyi a solução é representada por dyn4.

E por fim, o dyn5 utiliza o método de Brown (1979) para o cálculo do fluxo de massa:

$$m_u(l_t) = M(l_t) - m_d(l_t, t-\Delta t) \qquad \text{A-1-22}$$

onde M é o fluxo de massa na grande escala (no ponto de grade) e m_d é o fluxo de massa da corrente descendente do passo de tempo anterior. Esta equação assume que há um intervalo de tempo entre a corrente ascendente e descendente, considerando que uma corrente descendente é um forçante natural de outra corrente ascendente, devido a frente de rajada nos níveis baixos da troposfera. Neste caso, assume-se que o fluxo de massa dentro da nuvem é proporcional ao fluxo de massa do ambiente, no nível mais baixo da troposfera l_t. Este nível pode ser o topo da camada limite planetária ou o nível de origem da corrente ascendente.

Para o fechamento de controle estático a equação abaixo resume hipóteses que influenciam diretamente a redistribuição vertical de calor e umidade ou a taxa de precipitação:

$$\mu_{ue}(z,\lambda) - \mu_{ud}(z,\lambda) = \frac{1}{m_u(z,\lambda)}\frac{\partial m_u(z,\lambda)}{\partial z} \qquad \text{A-1-23}$$

onde μ_{eu} é a taxa de entranhamento, μ_{ud} é a taxa de detranhamento, m o fluxo de massa e o índice u significa que a propriedade é da corrente ascendente. Como existe uma grande sensibilidade dos modelos de convecção em relação ao cálculo das correntes descendentes, devido ao fato que parte da água condensada é evaporada na condensação, o modelo de Grell-Devenyi incluiu essa dependência como:

$$m_0(\lambda) = \beta(\lambda)\frac{I_1}{I_2}m_b(\lambda) \qquad \text{A-1-24}$$

onde β é a taxa de eficiência de precipitação, normalmente calculada em função do cisalhamento do vento e umidade abaixo da nuvem, $m_0(\lambda)$ o fluxo de massa inicial, I1 e I2 correspondem a água condensada e evaporada das correntes ascendentes e descendentes e λ corresponde a cada membro do conjunto de soluções.

As taxas de entranhamento e detranhamento são utilizadas como membros do conjunto de soluções de controle estático, denominadas de Ef1, Ef2, Ef3 e Ef4 (Tabela A-1).

Tabela A-0-1: Descrição dos membros do conjunto de fechamento do modelo de convecção de Grell-Devenyi (Grell e Devenyi, 2004). Há dois grandes grupos, de controle estático e dinâmico seguindo de variações dos parâmetros utilizados nas hipóteses de fechamento.

Nome	Hipótese fechamento	Parâmetro	Número de variações
Dyn1	Controle dinâmico	Tendências da grande escala	3
Dyn2	Controle dinâmico	A	4
Dyn3	Controle dinâmico	dtc	3
Dyn4	Controle dinâmico	b	3
Dyn5	Controle dinâmico	l	3
Ef1	Controle estático	β	6
Ef2	Controle estático	$\mu_{ud}(z,\lambda)$	4
Ef3	Controle estático	$\mu_{eu}(z,\lambda)$	6
Ef4	Controle estático	$\mu_{ud}(z,\lambda)$	6

A.2. Parametrização de Microfísica

(Stensrud, 2007) sumariza a importância dos modelos de microfísica pela descrição da atuação dos processos microfísicos: a convecção úmida é um importante processo na atmosfera tanto para formação local de convecção como para a circulação global. A convecção produz nuvens que, por sua vez, influenciam a absorção e o espalhamento da radiação solar e a absorção da radiação terrestre e, ainda, as nuvens modificam a concentração de partículas e aerossóis por meio da precipitação e interações químicas.

Para o desenvolvimento de tempestades, os processos microfísicos são fundamentais para produção de precipitação e rajadas de vento e influenciam na dinâmica dos processos. Por exemplo, a intensidade e o tempo de vida de mesociclones de baixos níveis (vórtice de 2 a 10 km que circulam dentro de tempestades) são função do balanço entre o desenvolvimento do fluxo vertical e a geração de vorticidade baroclínica de baixos níveis. O fluxo vertical é determinado pela evaporação da precipitação produzida na tempestade, sendo considerado um fator chave no desenvolvimento dos mesociclones (Adlerman e Droegemeier, 2002). Este exemplo mostra como os processos que ocorrem na escala molecular podem influenciar fenômenos em escalas muito maiores.

O acoplamento dos fluxos de superfície e processos atmosféricos é essencial para a determinação de ciclos sazonais. A estação úmida em florestas, como a Amazônia, coloca na atmosfera a umidade a ser utilizada durante todo o ano. Na estação seca, a radiação de onda curta na nuvem é reduzida pela subsidência do ar de escala regional, possibilitando uma disponibilidade maior de radiação solar para a fotossíntese. A energia disponível em superfície é, portanto, determinada pela variação sazonal do albedo efetivo da nuvem (Betts e Silva Dias, 2010).

Em relação aos modelos numéricos de previsão de tempo, ao diminuir o espaçamento horizontal da grade abaixo de 3 km é possível utilizar equações explícitas que representam as várias fases da água e de partículas nas nuvens melhorando o modelo de desenvolvimento de nuvens. Assim, quando os processos são calculados diretamente por equações no ponto de grade diz-se que o modelo é explícito (Stensrud, 2007). Ao contrário, quando se utiliza parametrizações de convecção para contabilizar os efeitos cumulativos das nuvens que se desenvolvem na escala sub-grade, diz-se que o modelo é implícito. Na grande maioria dos casos utilizam-se simulações implícitas com a parametrização de convecção ativada. Teoricamente, acredita-se que diminuir a utilização de parametrizações e resolver todos os processos microfísicos de forma explícita melhoraria a destreza das previsões porque a

contabilização dos efeitos seria direta. Porém, provavelmente devido à falta de dados na troposfera, diversos trabalhos comparando os dois tipos de soluções apresentaram resultados melhores quando se utilizou parametrizações de convecção profunda mesmo para resoluções horizontais abaixo de 5 km (Zhang et al., 1988). E ainda, alguns autores sugerem resoluções entre 2 km e 500 m para simulação (Adlerman e Droegemeier, 2002) e outros entre 1 km e 125 m para simulação de pequenas linhas de instabilidades (Bryan et al. 2003).

Os esquemas de parametrização de microfísica variam conforme o cômputo de dois principais processos: o número de fases da água e o número de diferentes interações entre a nuvem e as partículas de precipitação. As trocas de fase correspondem à troca de estado físico da água: condensação (vapor para líquido), evaporação (líquido para vapor), congelamento (líquido para sólido), derretimento (sólido para líquido), deposição (vapor para sólido) e sublimação (sólido para vapor). As interações correspondem a colisão e coalescência das diversas partículas de água nos diferentes estados físicos.

Os modelos de microfísica são divididos em dois grandes grupos:"bulk" ou robusto e "bin" ou detalhado. O primeiro refere-se a maioria dos esquemas utilizados operacionalmente e utiliza uma função específica para a distribuição do tamanho da partícula. O segundo divide a distribuição da partícula em um número finito de categoria de massa (ou tamanho), ou seja, detalha a distribuição de partículas. Este tipo de processamento exige um alto custo computacional e uma informação bastante acurada da distribuição de partículas e, por isso, não é utilizado operacionalmente (Stensrud e Yussouf, 2007).

Em relação à variável prevista, comumente se divide o modelo conforme a variável prevista no esquema de microfísica. Os esquemas prevêem a razão de mistura, ou seja, o total de massa por unidade de volume de ar, e alguns o total da concentração de partículas. Desta forma, os esquemas de parametrizações podem ser classificados em três tipos:

- Um momento ("single-moment"): esquemas que possuem apenas a previsão da razão de mistura;
- Dois momentos ("double-moment"): esquemas que possuem como preditantes as variáveis razão de mistura e a concentração de partículas;
- Três momentos ("triple-moment"): esquemas que além da razão de mistura e da concentração de partículas, é previsto o diâmetro médio da partícula. Ainda não é utilizado operacionalmente devido ao elevado custo computacional.

Os esquemas de dois momentos, ou até mesmo o de três, são sugeridos para se utilizar em regiões que possuem grande variabilidade na concentração de hidrometeoros. É o caso de

regiões próximas a oceanos ou áreas que recebem muita influência da advecção de umidade de outras áreas.

As principais diferenças entre os esquemas de parametrizações de microfísica estão em dois processos: nas aproximações usadas para descrever a interação entre as diferentes partículas e a quantidade destas interações. O modelo de Dudhia (1989), de um momento, utiliza 12 interações entre vapor d'água, água de nuvem, água de chuva, gelo e neve, enquanto que o modelo de Lin et al. (1983) adiciona o graupel e utiliza 32 interações entre os hidrometeoros. E, ainda, alguns esquemas utilizam apenas a fase "quente", ou seja, apenas incluem água no estado líquido (água de nuvem e água precipitável). Para a região de estudo, serão utilizados esquemas que incluam fase fria, devido a formação de tempestades com nuvens que atinge topos com temperaturas de -40°C.

De modo geral, as equações dos modelos de microfísica possuem a seguinte estrutura:

$$\frac{\partial q_x}{\partial t} = -ADV(q_x) + TURB(q_x) + (P1 + P2 + P3 + P4 + P5 + ...) \qquad \text{A-2-1}$$

onde q_x é a variável microfísica (por exemplo, razão de mistura do vapor d'água,água de nuvem, gelo, graupel, neve, etc.), ADV representa os processos advectivos, TURB os processos turbulentos e P_i representam as tendências das parametrizações de microfísica. Essas tendências são representadas pelo sinal positivo ou negativo. Por exemplo, a água de nuvem: condensação produz uma tendência positiva enquanto a evaporação produz um sinal negativo. Outro exemplo é a liberação de calor latente que, devido a troca de fase da água deve ser incorporada na variável temperatura.

Os processos modelados nos esquemas de parametrização são:

1. condensação
2. autoconversão
3. acreção
4. evaporação
5. inicialização de gelo
6. agregação de gelo e neve
7. acreção por partículas congeladas
8. deposição
9. derretimento

O modelador escolhe o tipo de modelo de microfísica em função do número e o tipo de interações que o esquema realiza, além, é claro, do histórico de funcionamento do modelo

para as condições desejadas. Na Figura A.2.1 estão representados esquematicamente quatro tipos de modelos conforme o número de processos de microfísica indicando a complexidade dos mesmos.

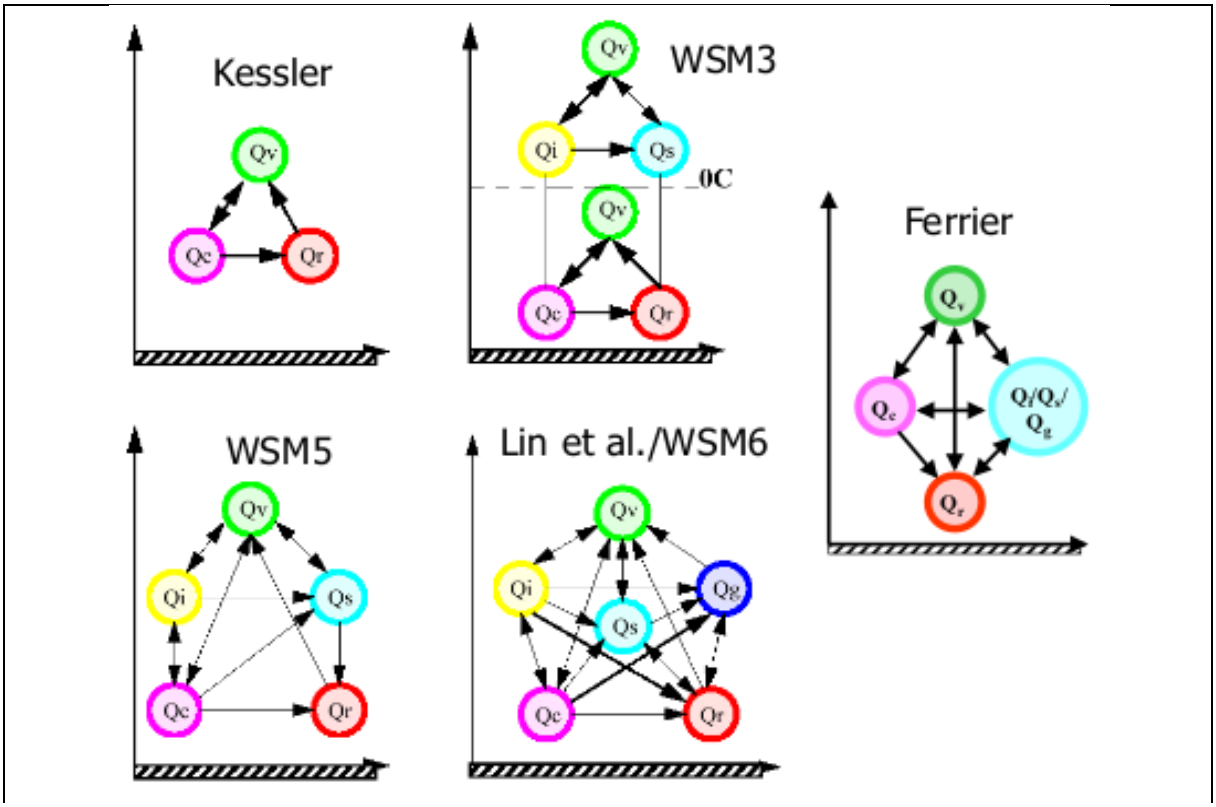

Figura A.2.1: Ilustração dos processos de microfísica existentes em alguns esquemas de parametrização de microfísica do modelo WRF versão 3. As variáveis representam as quantidades para cada estado físico e/ou tipo de hidrometeoro: Qr=água de chuva, Qc=água de nuvem, Qv=vapor d'água, Qi=gelo, Qs=neve, Qg=graupel e granizo. Obtido do tutorial do modelo WRF versão 3.

Na versão 3 do WRF estão disponíveis diversas opções de esquemas de microfísica, desde as mais simples, como a de Kessler, até as mais complexas como a WDM 6 (Tabela A-2). A seguir, são brevemente descritos os modelos de microfísica disponíveis na versão 3.2.1 do modelo WRF.

Tabela A-0-2: Descrição dos esquemas de microfísica disponíveis na versão 3 do modelo WRF.

Modelo de microfísica	Principais processos, hidrometeoros e interações
Kessler	Esquema simples, sem gelo, para simulação de nuvens quentes. Termos de queda do tipo “time-split”
Purdue Lin et al.	5 classes, incluindo graupel Sedimentação de gelo Termos de queda do tipo “time-split”
WSM 3	3 classes incluindo gelo Separa processos na isoterma de 0°C O número de partículas de gelo é função do conteúdo de gelo Sedimentação de gelo Termos de queda semi-lagrangeanos
WSM 5	5 classes de hidrometeoros Inclui água super-resfriada e derretimento de gelo Sedimentação de gelo Termos de queda semi-lagrangeanos
WDM 5	Versão de dois Momentos para nuvens quentes do esquema WSM 5 O número de concentração, além da água de chuva também é previsto
Ferrier	Construído para eficiência computacional: advecção somente do total condensado e vapor Inclui água superesfriada e derretimento do gelo Densidade variável para precipitação de neve, graupel e chuva com neve
WSM 6	6 classes com graupel Possui previsão do número de concentração do gelo tal qual no WSM 3 e WSM5

	Termos de queda semi-lagrangeanos
WDM 6	Do mesmo modo que o WDM 5 é a versão de dois momentos do WSM 6 com a previsão do número de concentração de água de nuvem e chuva.
Goddard	6 classes com graupel Tão et al., baseado no esquema de Lin et al. Com modificações para gelo e saturação da água Termos de queda time-split com derretimento
Thompson	De Thompson et al. , possui 6 classes com graupel. É um esquema de dois momentos com previsão do número de concentração de gelo e chuva. Termos de queda do tipo “time-split”
Milbrandt – Yau	Novo esquema de dois momentos, inserido na versão 3.2 do WRF. Possui 7 classes de partículas separando graupel de granizo. O número de concentração previsto é para seis espécies de gelo e água. Termos de queda do tipo “time-split”
Morrison	Similar ao Thompson com 6 classes de espécies de hidromeeoro. É de dois momentos e os termos são do tipo queda time-split

A escolha dos esquemas de parametrização de microfísica e cumulus não são independentes (Figura A.2.2), pois interagem o tempo todo. O modelo de convecção pode consumir energia da escala sub-grade, enquanto a microfísica utiliza a energia restante da umidade em grande escala (escala de grade) para converter em precipitação. No instante de convecção, os modelos de camada limite planetária e de radiação são diretamente influenciados por cumulus e microfísica, devido a modificação dos fluxos de calor e umidade em superfície. Por fim, os efeitos de entranhamento e detranhamento também são calculados pela convecção e seus efeitos são propagados para os outros modelos indiretamente pelos fluxos de calor e umidade.

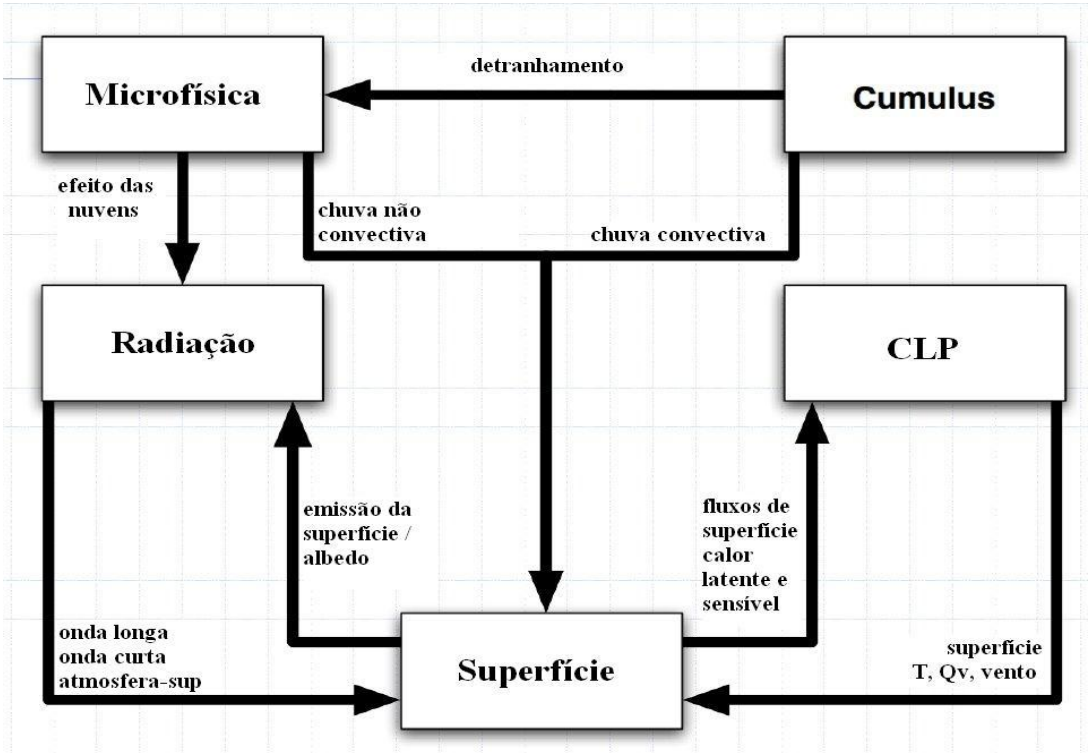

Figura A.2.2: Interação de processos físicos do modelo WRF. Os modelos de microfísica e convecção trabalham em conjunto, enquanto os efeitos na superfície são transmitidos aos modelos de CLP e radiação.